BAU UND BILD

ÖSTERREICHS

VON

CARL DIENER, RUDOLF HOERNES, FRANZ E. SUESS
UND VICTOR UHLIG

MIT EINEM VORWORTE

VON

EDUARD SUESS.

MIT 4 TITELBILDERN, 250 TEXTABBILDUNGEN, 5 KARTEN IN SCHWARZDRUCK UND 3 KARTEN IN FARBENDRUCK.

WIEN.
VERLAG VON F. TEMPSKY.

LEIPZIG.
VERLAG VON G. FREYTAG.

1903.

DAS ANTLITZ DER ERDE.

VON

EDUARD SUESS.

Vollständig in drei Bänden Lex. 8° mit einer Reihe vorzüglich ausgeführter Karten und Abbildungen.

Der Wunsch, den hier dargelegten Ansichten über den Bau der Erdrinde eine eingehendere Begründung zu geben und den überaus reichen Erfolgen der neuesten Forschungen auf diesem Gebiete einigermaßen gerecht zu werden, hat insofern zu einer Erweiterung der ursprünglichen Anlage dieses Werkes geführt, als dasselbe nun nicht in zwei, sondern in drei Bänden erscheinen soll.

Von den vier Abschnitten, in welche dasselbe zerfällt, sind drei mit dem zweiten Bande abgeschlossen, nämlich:

I. Die Bewegungen in dem äußeren Felsgerüste der Erde

und

II. Die Gebirge der Erde.

Sie bilden den ersten Band. Lex. 8°. IV und 780 Seiten. Preis: geheftet 26 Mark = *K* 31.20.

Der folgende Abschnitt:

III. Die Meere der Erde

bildet den zweiten Band. Lex. 8°. IV und 704 Seiten. Preis: geheftet 25 Mark = *K* 30.—.

Der letzte Abschnitt:

IV. Das Antlitz der Erde

bildet den dritten (Schluß-)Band, von welchem die Abschnitte I bis IX als die erste Hälfte zur Ausgabe gelangen. In diesen Abschnitten werden die Leitlinien großer Teile von Asien und Europa dargelegt. Lex. 8°. IV und 508 Seiten. Preis: geheftet 25 Mark = *K* 30.—.

Die zweite Hälfte des dritten Bandes (Schluß des Werkes) wird die Besprechung der Leitlinien der übrigen Teile der Erdoberfläche enthalten, dann zwei Abschnitte über die Beziehungen der Vulkane zur Gebirgsbildung, endlich eine Übersicht des Baues der gesamten Erdoberfläche. Den Schluß bildet ein Abschnitt: Das Leben. Diese zweite Hälfte wird von einer Karte der Leitlinien der ganzen Erde begleitet sein.

Ferner ist die Absicht vorhanden, ein Supplement herauszugeben, bestehend aus einem ausführlichen Register aller drei Bände und aus 6 bis 8 schematischen Karten besonders wichtiger Teile der Erdoberfläche mit erläuternden Textblättern.

Die Verlagsbuchhandlung

von

F. Tempsky in Wien. — G. Freytag in Leipzig.

BAU UND BILD

ÖSTERREICHS

VON

CARL DIENER, RUDOLF HOERNES, FRANZ E. SUESS
UND VICTOR UHLIG

MIT EINEM VORWORTE

VON

EDUARD SUESS.

MIT 4 TITELBILDERN, 250 TEXTABBILDUNGEN, 5 KARTEN IN SCHWARZDRUCK UND 3 KARTEN IN FARBENDRUCK.

WIEN.
VERLAG VON F. TEMPSKY.

LEIPZIG.
VERLAG VON G. FREYTAG.

1903.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.

Inhalt des ersten Teiles.

Bau und Bild der böhmischen Masse.

Von Franz E. Suess.

I. Abschnitt.

Übersicht und Umrandung der böhmischen Masse.

II. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge.

III. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge (Fortsetzung).

IV. Abschnitt.

Vorcambrische und altpaläozoische Sedimente im Innern der Masse.

V. Abschnitt.

Die postvariscische Decke.

1. Oberes Carbon und Rotliegendes.

2. Die obere Kreideformation.

VI. Abschnitt.

Tertiäre Sedimente und Eruptionen im Süden der erzgebirgischen Senkung.

Seite

VII. Abschnitt.

Das Erzgebirge.

VIII. Abschnitt.

Die Sudeten.

IX. Abschnitt.

Schluß.

Inhalt des zweiten Teiles.

Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes.

Von C. Diener.

Einleitung.

IV. Abschnitt.

Der Drauzug.

V. Abschnitt.

Die Südliche Kalkzone.

VI. Abschnitt.

Das Dinarische Faltensystem des Karstgebietes.

Inhalt des dritten Teiles.

Bau und Bild der Karpaten.

Von V. Uhlig.

Inhalt des vierten Teiles.

Bau und Bild der Ebenen Österreichs.

Von **Rudolf Hoernes.**

III. Abschnitt.

Die zweite Mediterranstufe.

(Vindobonien Depéret.)

IV. Abschnitt.

Die sarmatische Stufe.

(Cerithienschichten.)

V. Abschnitt.

V. Die pontische Stufe.

(Congerienschichten.)

VI. Abschnitt.

Thracische Bildungen.

(Belvedereschotter.)

VII. Abschnitt.

Levantinische Stufe.

(Paludinen-Schichten.)

VIII. Abschnitt.

Die Bildungen des Eiszeitalters.

IX. Abschnitt.

Jüngere Ablagerungen.

Vorwort.

Kaum irgend ein Teil der Erdoberfläche bietet bei gleicher Ausdehnung eine so außerordentliche Mannigfaltigkeit der in seinen Bau eintretenden Elemente, wie Österreich. Zwischen der Moldau und der Donau ragt, von Wald bedeckt, eine der ältesten Gebirgsmassen Europas empor. Im Norden schließt sich an sie der später aufgerichtete Bogen der Sudeten und des Erzgebirges an. Von Süden her stauen sich an ihr, in Schuppen gedrängt, die östlichen Alpen, die sich fortsetzen in den Bogen der Karpaten. Vor diesen letzteren entblößt sich in den Talfurchen des Dnjestr-Gebietes ein Stück der russischen Tafel, welche seit so langer Zeit starr ist, daß auf ihr das Silur ungestört geblieben ist. Aus Südost ziehen zu den Alpen die dinarischen Ketten herbei und Spuren der alten Rhodopmasse gelangen durch das östliche Serbien an die Save. Zwischen diesen großen Bausteinen breiten sich Ebenen aus, erfüllt mit marinen und lakustren Ablagerungen, die mit gleichbleibenden Kennzeichen sich verfolgen lassen die Donau abwärts bis über den Aral hinaus und welche eben hiedurch lehren, daß den Niederungen des südöstlichen Europa eine in ihren Hauptzügen gemeinsame Entwicklungsgeschichte zukommt.

Aus der Verwitterung, Zerstörung und Abtragung, welche diese Elemente verschiedenen Alters, verschiedenen Baues und verschiedener Widerstandsfähigkeit im langen Laufe der Zeiten erfahren haben, ist das heutige Relief von Österreich hervorgegangen. Den Zügen der Völker und der Heere wurde durch dieses Relief die Richtung vorgezeichnet. Und so wie das Relief, so bleibt die Verteilung der natürlichen Schätze des Bodens von der geologischen Beschaffenheit abhängig und ebenso auch der Bestand an Wald, Wiese, Ackerland und Steppe. Alle Reize und alle Gegensätze der Landschaft bieten sich hier dem Auge dar, von der blauen, felsenumschlossenen Bucht von Cattaro bis zu den Gletschern der Alpen, zu den Waldungen der Karpaten und dem weiten Flachlande am Bug. Alle wichtigeren Formationen der geologischen Serie sind hier vertreten; alle wichtigeren Erze und Mineralien werden hier getroffen, vom Quecksilber von Idria bis zu dem steirischen Erzberge, den alten Goldwäschen Böhmens, dem Silber von Przibram, dem Zinn des Erzgebirges, den Salzflötzen von Wieliczka und

dem galizischen Erdöl; vom Carbon aufwärts gibt es kaum eine Formation, welche nicht in irgend einem Teile Österreichs kohlenführend wäre und, was wichtiger als alles ist, eine schwarze Humusdecke von großer Fruchtbarkeit deckt die mährische Hanna, beträchtliche Teile Böhmens und weite andere Landstriche.

Es ist eine anziehende Aufgabe, die grundlegenden Züge solcher Vielgestaltigkeit und solchen Reichtums aufzusuchen. Öfters schon hat man in anderen Ländern den Versuch unternommen, aus dem Baue eines Gebietes sein Bild zu entwickeln, in so ausgedehntem Maßstabe wie hier, dürfte die Analyse aber kaum noch gewagt worden sein und sie würde wohl die Kraft des Einzelnen übersteigen. Die Natur bietet eine Gliederung Österreichs in vier Teile und ein willkommenes Zusammentreffen der Umstände hat vier österreichische Forscher zu dieser Aufgabe vereinigt. Die Darstellung der böhmischen Masse hat Dr. Franz E. Suess, die Ostalpen Prof. Carl Diener, die Karpaten Prof. Victor Uhlig, die Ebenen Prof. Rudolf Hoernes übernommen. Die Arbeit ist nicht eine gemeinschaftliche. So wie jeder der Verfasser auf eigenen Wanderungen seine Erfahrungen gesammelt und selbständig seine Meinungen zur Reife gebracht hat, so hat auch jeder Einzelne für seine Darstellung den ihm entsprechend scheinenden Weg gewählt und was hier geboten wird, ist somit nicht ein Bild, sondern es sind vier Bilder in einem gemeinsamen Rahmen. Eine Schwierigkeit war darin gegeben, daß um den Anforderungen des Leserkreises zu entsprechen, dieser Rahmen ein so enger sein mußte. Denn abgesehen von der an sich schier unübersehbaren Fülle des Stoffes, fallen die politischen Grenzen des Reiches nicht mit jenen der natürlichen Einheiten zusammen. Die Alpen werden von ihnen quer durchschnitten; von dem uralten südböhmischen Gebirge fällt ein westliches Stück nach Bayern; das Erzgebirge und die Sudeten werden der Länge nach zerteilt; ein südlicher Teil der Karpaten liegt in Ungarn, ein südöstlicher in Rumänien; von der russischen Tafel im Nordosten, den dinarischen Ketten und der Rhodopmasse im Südosten sowie von den Niederungen der Donau treten nur verhältnißmäßig geringe Stücke nach Österreich herein. Wer das Gefüge des Reiches schildern will, muß daher gar oft über die politischen Grenzen hinausgreifen.

Schrittweise nur ist die Kenntnis von diesem Gefüge herangereift und zu der Ehre berufen, dieser Schilderung des Gefüges einige Worte voranzusetzen, meine ich, daß ein Blick auf diese Schritte, etwa bis zum Beginne der systematischen Landesaufnahme durch die k. k. geologische Reichsanstalt die entsprechendste Einleitung sei.

Die erste Anregung zu geologischen Forschungen hat allenthalben der Bergbau gegeben. Dieser war in früheren Jahren fast ausschließlich Gangbergbau auf Erze; die Naturprodukte, welche sich zunächst dem Beobachter darboten, waren die kristallisierten Mineralien.

Auf unseren Ländern hat von jeher der Bergsegen geruht. Hier entstanden im XIII. Jahrhunderte zu Trient und zu Iglau die ersten Bergwerksordnungen. Hier verfaßte der Stadtarzt von Joachimsthal Agricola, seinen „Bermannus, sive dialogus de re metallica" (1529) und wenige Jahre darauf (1537) kam Paracelsus im Auftrage der Fugger in die Tauern, um die Amalgamierung des Goldes zu versuchen.[1] Dann erwachte die Freude an Mineraliensammlungen, zuerst, wie es scheint, angeregt durch Erzherzog Ferdinand, den Sohn Kaiser Ferdinands I. Er war 1547 bis 1562 Statthalter von Böhmen. Als er das Land verließ, brachte er seine Sammlung böhmischer „Handsteine" in das zu einem Museum umgestaltete Schloß Ambras bei Innsbruck, dessen Schätze in späterer Zeit zum großen Teile dem Museum des kais. Hofes in Wien einverleibt worden sind.[2]) Gegen das Ende desselben Jahrhunderts entstanden die berühmten Sammlungen Kaiser Rudolfs II. auf dem Prager Hradschin, davon die mineralogischen wahrscheinlich unter dem Einflusse des gelehrten kais. Leibarztes Boëtius de Boot. Dann folgte fast ein ganzes Jahrhundert schwerer Kriegszeiten bis zu der endlichen gänzlichen Niederwerfung der Türken.

Unter Kaiser Karl VI. begann die wirtschaftliche Erweckung des weiten, nun einigermaßen den Frieden wieder genießenden Reiches durch ausgedehnten Straßenbau. Große topographische Werke, wie Valvasors Ehre des Herzogtums Krain (1689) und Marsiglis Danubius Pannonico-Mysicus (1726) bezeichnen diese Epoche. Dann erwachte die Sorge für den Bergbau. Im J. 1733 wurden Stipendien für Zöglinge des Bergwesens errichtet; 1763 ernannte Kaiserin Maria Theresia den Bergrat Thaddäus Peithner von Lichtenfels zum Professor „des theoretischen Studii mineralis und der Bergrechte"; 1770 wurde Peithner mit anderen ausgezeichneten Männern, wie Delius und Scopoli an die neugegründete Bergwerksakademie zu Schemnitz berufen. Kaiser Franz I., selbst ein eifriger Mineraloge, bereicherte die kais. Sammlungen. Während um diese Zeit anderwärts die Grundlagen der heutigen Geologie gelegt wurden, während man begann, die geschichteten Gebirge zu gliedern und man im Vicentinischen, in der Auvergne und in Hessen vulkanische Felsarten erkannte, trat auch in Österreich ein scharfblickender Beobachter hervor, Ignaz von Born.

Born ward 1742 in der siebenbürgischen Grenzfestung Karlsburg geboren. Sein Vater, ein kais. Stuckhauptmann und zugleich ein unternehmender Mann, eröffnete mit Glück den Bergbau von Nagyág. Das „Aurum minera Argenti cinerea mineralisatum" des späteren Lithophylacium Bornianum, das güldische Tellursilber, begründete den Wohlstand der Familie und führte zugleich den jungen Born dem Bergbaue und der Mineralogie zu. Mit 17 Jahren trat er in Prag in den Jesuitenorden ein, aber mit 18 Jahren

---

[1]) A. Schrauf. Über den Einfluß des Bergsegens auf die Entstehung der mineralog. Wissenschaft im Anfange des XVI. Jahrhunderts. Vortrag in d. feierl. Sitzung d. k. Akad. d. Wissensch. zu Wien, 30. Mai 1894.

[2]) A. Wrany. Die Pflege der Mineralogie in Böhmen. 8° Prag 1890, S. 21.

trat er aus und hörte PEITHNERS Vorlesungen. Im J. 1770, beim Feuersetzen in der Grube zu Felsö-Bánya, geriet er in Erstickungsgefahr und zog er sich eine Krankheit zu, die ihn nie mehr verließ. Drei Jahre später wagt er in einem offenen Briefe an den Grafen Franz Kinsky die Behauptung, daß der Kammerberg bei Eger ein ausgebrannter Vulkan sei. Mit 32 Jahren ist sein Ruf schon so bedeutend, daß die Royal Society in London ihn zum Mitglied wählt. Er selbst gründet in Prag eine „Privatgesellschaft" und diese ist es, welche nach BORNS Abgang nach Wien durch die Tätigkeit MAYERS unter der Vermittlung des Fürsten FÜRSTENBERG und des hochverdienten Grafen Kaspar STERNBERG 1784 das Recht erlangt, sich zur „böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften" umzugestalten. BORN selbst wird der Vorstand der kais. Sammlungen, bald darauf der Leiter des Bergwesens. Im J. 1786, als zu Glashütte bei Schemnitz Fachmänner aus Deutschland, England, Norwegen und Mexiko versammelt waren, um BORNS Amalgamierungsverfahren kennen zu lernen, wagte er im Vereine mit dem Berghauptmann v. TREBRA den Versuch, eine die ganze Erde umfassende „Societät der Bergbaukunde" ins Leben zu rufen.

Krank und gelähmt, wurde er zum satyrischen Schriftsteller und zog er sich einflußreiche Gegnerschaften zu. 1791 starb BORN, erst 49 Jahre alt. Er war ein wahrhaft führender und belebender Geist und einer der hervorragendsten Forscher seiner Zeit.[1])

Reges wissenschaftliches Leben herrschte damals in Österreich und viele fremde Gelehrte kamen ins Land. FERBER, ein Schwede und BORNS vertrauter Freund, bereiste, zum großen Teile mit diesem, viele Strecken des Reiches; HACQUET, ein französischer Militärarzt, der am siebenjährigen Kriege teilgenommen hatte, schrieb eine Oryctographia carniolica (1778 bis1 789); FORTIS aus Padua bereiste Dalmatien (1776). Von einheimischen Forschern sind FICHTELS mineralogische Bemerkungen von den Karpaten (1791) zu nennen. BORNS Adjunkt an den kais. Sammlungen war Karl HAIDINGER, der Sohn eines Hilfsbeamten des Krankenhauses. Er gab 1782 eine „Einteilung der k. k. Naturaliensammlung in Wien" heraus und als 1785 die Petersburger Akademie einen Preis für eine systematische Einteilung der Gebirgsarten ausschrieb, erwarb K. HAIDINGER diesen Preis.

Zur selben Zeit, 1780, eröffnete Abraham Gottlob WERNER an der Bergschule zu Freiberg seine Vorlesungen über Geognosie. Es ist bezeichnend für die engen Beziehungen, welche damals zwischen Böhmen und Sachsen bestanden, daß die Abhandlungen der eben neu gegründeten böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften mit den gemeinsamen Verlagsorten Prag und Dresden erschienen. Auch hat WERNER in diesen Abhandlungen 1786 seinen

---

[1]) Viele Nachrichten bringt die Schrift: Österreichische Biographien, IV. Montecuculi, Lichtenstein u. Born; 8° Wien 1792; auch F. v. HAUER, Die Geologie u. ihre Pflege in Österreich. Vortrag in d. feierl. Sitzung d. k. Akad. d. Wissensch. 31. Mai 1861. Almanach d. Akad. 1861, S. 213 und WRANY S. 42.

ersten Entwurf einer Klassifikation der Gebirgsarten veröffentlicht.[1] WERNER kam oft nach Böhmen; 1788 war er der Gast des Brunnenarztes F. Ambros REUSS in Bilin, mit dem ihn jahrelange Freundschaft verband; auch hat REUSS 1801—1803 ein umfangreiches Lehrbuch auf WERNERscher Grundlage herausgegeben.

WERNER war ein meisterhafter Beobachter und ein ausgezeichneter Lehrer. Seine Vorlesungen waren überhaupt die ersten, welche über diesen Gegenstand gehalten wurden und von weit und breit strömten die Hörer herbei. Außerordentlich viel Neues wurde über Gliederung, Lagerung und Verband der geschichteten Gesteine und über das Auftreten der Erzgänge gebracht; vielleicht darf man sogar sagen, daß die von WERNER ermittelte Grenze zwischen „Übergangsgebirge" und „Flötzgebirge" sehr nahe zusammenfällt mit jener Grenze, welche viel später als die variscische Diskordanz bezeichnet worden ist. Aber WERNERS Doctrin war beeinflußt durch die Beschaffenheit des umgrenzten Gebietes, das er aus eigener Anschauung kannte, und hieraus erklärt sich seine Abneigung gegen alles, was vulkanische Vorkommnisse betraf. Dem Basalt schrieb er wässrige Entstehung zu. Die Blattabdrücke der gebrannten Braunkohlentone Böhmens galten dabei als einer der Beweise. Als einer seiner Lieblingsschüler, Leopold von BUCH im J. 1792, damals freilich erst 18 Jahre alt, mit einer Schrift über Karlsbad zum ersten Male vor die Öffentlichkeit trat, schrieb dieser: „Daß die berühmten Karlsbader Quellen in sehr genauer Verbindung mit den Erdbränden stehen, daran zweifelt fast niemand."[2]) Aber nur sechs Jahre später sollten in dem jungen Forscher, und zwar gleichfalls auf österreichischem Boden, solche Zweifel geweckt werden. Es war zu Pergine, als L. v. BUCH den Porphyr eingeschaltet sah zwischen das Flötzgebirge. „Hier verstehe ich die Menschen nicht mehr — und kaum die Natur" schrieb er am 20. Mai 1798 von dort und am 23. September 1798 schreibt er an MOLL in Salzburg von Rom aus: „Ich verwirre mich in die Widersprüche, die hier die Natur mit sich selbst macht und frage mich oft, ob es erlaubt sei, seinen eigenen Augen zu trauen." Sein trefflicher Biograph EWALD sagt, daß L. v. BUCH schon 1804 bei einem Besuch in Freiberg als ein Apostat angesehen wurde.[3])

Karl v. ZITTEL, der treffliche Geschichtschreiber der Geologie, hat den Zeitabschnitt 1790 bis 1820 als die heroische Phase bezeichnet. Starke und eigen geartete Geister sind damals hervorgetreten. Eine solche starke und eigen geartete Persönlichkeit war auch Friedrich MOHS, geboren 1773 zu Gernrode am Harz, ein Schüler und Verehrer WERNERS. Der Bankier

---

[1]) Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten von A. G. WERNER, Berginspektor zu Freiberg. Abhandl. d. Böhm. Ges. d. Wissensch. auf das Jahr 1786. 4°, Prag u. Dresden 1786, S. 272—297.

[2]) L. v. BUCH. Ein Beitrag zu einer mineralog. Beschreibung der Karlsbader Gegend. Bergmänn. Journ. von Köhler u. Hoffmann, 1792, II; auch EWALD, ROTH u. ECK, L. v. BUCHS Gesammelte Schriften, Berlin 1867, I, S. 3—23; insbes. S. 18.

[3]) Gesammelte Schriften, I, S. 328 u. 99. Vorrede S. XLIII.

Van der Null in Wien lud im J. 1801 den damals 28jährigen Mohs ein, seine reiche Mineraliensammlung zu ordnen.[1] Hier war es, wo die Mannigfaltigkeit des Dargebotenen Mohs zu jenen ersten Versuchen einer Klassifikation veranlaßte, aus welchen später das Mohssche Mineralsystem hervorgegangen ist. Hier schon wurde er von dem Gedanken ergriffen, daß die Beherrschung dieses Heeres von Gestaltungen nur auf Grund eines „naturhistorischen Systems", nämlich einer etwa der Linnéschen ähnlichen Methode möglich sei, die sich auf gewisse äußere Kennzeichen beschränkte.

Im J. 1804 kam Werner nach Wien. Mohs schreibt, er habe gesucht, diese Gelegenheit zu benutzen, um seine wissenschaftlichen Zweifel zu lösen. „Allein die Zerstreuungen der großen Stadt und die Abneigung Werners, außer seinen Vorlesungen über Gegenstände der Wissenschaft zu sprechen, vereitelten den Wunsch".[2] Der Widerstreit der Meinungen trat bald zu Tage. Im folgenden Jahre 1805 gab Mohs eine auf Beobachtungen von 1799 und 1802 beruhende Schrift heraus, in welcher gezeigt wurde, daß der zinnführende Granit von Geyer im Erzgebirge jünger sei als die umgebenden Felsarten und daß in Johann-Georgenstadt Gänge von jüngerem Granit den Tonschiefer durchsetzen.[3] Hiemit sagte sich Mohs völlig los von dem neptunistischen, Wernerschen Standpunkte und stellte sich an die Seite von Werners Gegner, dem Schotten Hutton. Seitherige Studien haben die Ergebnisse dieser kühnen Schrift völlig bestätigt, aber in seiner Selbstbiographie wird sie von Mohs mit keinem Worte erwähnt. Der Grund hiezu ist der folgende.

Mohs reiste viel; 1811 kam er nach Steiermark; dort empfing er tiefe Eindrücke ähnlich jenen, die L. von Buch in Pergine empfangen hatte. Er sah in den Alpen gar zu viel des Neuen und Unerwarteten, aber unähnlich L. v. Buch, verzweifelte er an der Lösung so großer Rätsel. „Er verwarf daher", so schreibt er selbst, „die meisten seiner eigenen Beobachtungen und hat sich nie entschließen können davon Gebrauch zu machen, weil er überzeugt war, daß es besser sei, Unwissenheit zu bekennen, als durch falsches Wissen sich und andere zu hintergehen".[4]

Aus mündlichen Überlieferungen kennt man auch eine der Erscheinungen, die den großen Kristallographen so sehr beirrten. Das waren die regelmäßigen Rhomboëder in welche stellenweise der Kalkstein zerfällt. Heute ist allerdings bekannt, daß die gegenseitige Durchschneidung von Druckflächen (Cleavage) solche Rhomboëder hervorbringt, aber damals galten diese Druckflächen als Spaltungsflächen einer unvollständigen Kristallisation. Man

[1]) Eine Festschrift, welche im J. 1843 in Graz aus Anlaß der Enthüllung eines Denkmales für Mohs von mehreren seiner Schüler herausgegeben wurde, enthält S. 27–60 eine von Mohs verfaßte Selbstbiographie; dieser ist das Nachfolgende entnommen.

[2]) Selbstbiographie S. 37.

[3]) Fr. Mohs, Der neuere Granit im Sächsichen Erzgebirge; Molls Annalen, III; Salzburg 1805.

[4]) Selbstbiographie, S. 40.

dachte zunächst an das Bindemittel des Sandsteins von Fontainebleau und man frug sich, ob nicht etwa eine solche Kristallisationskraft alles Gebirge beherrsche.

So können die Blattabdrücke im gebrannten Braunkohlentone Böhmens als das Symbol der WERNERschen Phase und die Druck-Rhomboëder des steirischen Kalksteins als das Symbol der MOHSschen Phase in der Geschichte der Geologie in Österreich gelten.

In Wien hatte MOHS oft das Haus Karl HAIDINGERS, der Van der NULLS Schwager war, besucht. Ein Sohn, der junge Wilhelm HAIDINGER, hatte sich bewundernd dem Meister angeschlossen, und als MOHS 1812 nach Graz berufen wurde, verließ auf seine Anregung der 16jährige Wilh. HAIDINGER das Gymnasium und folgte MOHS; bis 1823 verblieb HAIDINGER an seiner Seite. Graf BREUNER, ein einsichtsvoller Freund der Wissenschaften, lud MOHS ein, mit ihm eine Reise nach Edinburg zu unternehmen. PLAYFAIR, der Herausgeber von HUTTONS Schriften, führte MOHS an jene Stellen, welche für den großen Gegner WERNERS überzeugend gewesen waren. Die späteren Schriften von MOHS enthalten aber keinen Bezug auf diese Reise; zurückgekehrt erfuhr er, daß WERNER gestorben sei; 1818 wurde er zu WERNERS Nachfolger ernannt; Wilh. HAIDINGER folgte ihm nach Freiberg.

Acht Jahre später, 1826, zog MOHS neuerdings nach Wien, diesmal als Professor an der Universität. Die VAN DER NULLsche Sammlung war dem kais. mineralogischen Museum einverleibt und dieses galt nun für die erste Mineraliensammlung der Welt; es wurde 1828 für seine Vorlesungen zur Verfügung gestellt. Der äußere Erfolg der Vorlesungen war ein glänzender; MOHS stand auf der Höhe seines Ruhmes. HAIDINGER aber zog sich zurück; er hatte eingesehen, daß die abschließende Methode, welche MOHS verfolgte, unfruchtbar bleiben müsse. Dreizehn Jahre lebte er zurückgezogen auf der von seinen Brüdern begründeten Porzellanfabrik in Elbogen, zumeist mit Studien über Optik der Kristalle beschäftigt.[1])

Im J. 1835 wurde MOHS als Hofrat in das Montanisticum berufen und von der systematischen Mineralogie wendete er sich nun wieder mehr der Geognosie zu. Alle die großen alten Fragen drängten sich wieder vor und er plante eine Reise nach Italien. „Es waren die Vulkane, die ihn mit unwiderstehlicher Macht anzogen und die er um jeden Preis sehen wollte, bevor er sich über Geognosie öffentlich aussprach.“[2]) Sein Wunsch ist nicht in Erfüllung gegangen. Im Beginne der Reise, umgeben von einer Schar seiner Schüler, starb er im September 1839 zu Agordo.

Auf allen Lehrkanzeln Österreichs herrschte bis zu diesem Zeitpunkte die strenge mineralogisch-montanistische Richtung, aber außerhalb derselben traten viele selbständige Forscher hervor; Fremde wurden durch die Mannig-

---

[1]) Fr. v. HAUER. Zur Erinnerung an W. HAIDINGER: Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. 1871, XXI, S. 32; E. DÖLL, W. Ritt. v. HAIDINGER: Die „Realschule“, 1871.

[2]) Festschrift, S. 61.

faltigkeit der Alpen angezogen; die Publikationen wurden so zahlreich, daß hier nur Beispiele angeführt werden können, und man darf sagen, daß um 1839 die amtlichen, Mohsschen Kreise schon ganz vereinsamt waren.

In Tirol wies 1817 Brocchi auf die merkwürdigen Vorkommnisse des Fleimstales hin; 1821 wagte Marzari-Pencati die Behauptung, daß dort Granit jünger sei als Kalkstein und noch im selben Jahre veröffentlichten Breislak und L. v. Buch Briefe über diesen Gegenstand; heute noch ist das Fleimstal mit Predazzo und dem Monzoni ein fruchtbares Feld der Forschung. Im selben Jahre 1821 lieferte Senger bereits eine Oryctographie von Tirol; 1834 begannen des Grafen Münster Veröffentlichungen über die fossile Fauna von S. Cassian, und so lebhafte Teilnahme für geologische Forschung erwachte in diesem Lande, daß ein Verein unter Mitwirkung von Klingler, Pfaundler, Sander, Schmidt, Stotter, Trinker, Widmann und anderen verdienten Männern aus eigener Kraft eine, allerdings erst 1852 vollendete vortreffliche geognostische Karte von Tirol in zehn Blättern herzustellen im stande war.

Ami Boué, einer Hugenottenfamilie entstammend, schrieb 1824 über die sekundären Schichten der Nordalpen und 1836 über die Geologie der illyrischen Provinzen; Sedgwick und Murchison gaben 1831 eine Skizze des Baues der Ostalpen; dazu kamen die Schriften von L. v. Buch, Keferstein u. a. Viele wertvolle Abhandlungen brachte die von Moll in Salzburg begründete Zeitschrift (erst Jahrbücher, dann Ephemeriden, später Annalen).

Schindler veröffentlichte 1815 geognostische Bemerkungen über die galizischen Karpaten; 1818 bereiste Beudant dieses Gebirge; die wertvollen Arbeiten Lill v. Lilienbachs wurden nach seinem zu frühen Tode von Boué in Paris 1833 und 1836 herausgegeben; Pusch lieferte zur gleichen Zeit eine geognostische Beschreibung Polens und der Karpatenländer.

In Böhmen schritt die genauere Erforschung des Landes in erfreulicher Weise vorwärts. So schrieben über das Riesengebirge Raumer (1813, Granite des Riesengebirges) und Moteglek (1829, roter Sandstein der Iser und Elbe), über das Mittelgebirge F. A. Reuss in zahlreichen Schriften, Cotta (1833, Kammerbühl) u. a., über Karlsbad Goethe (insbesondere 1807), Hoff (1825); die Böhmische Gesellschaft der Wissenschaften veröffentlichte zahlreiche Einzelschriften von Mayer, Hoser u. a. Graf Kasp. Sternberg gab 1820—1838 seine Darstellung der Flora der Vorwelt heraus; mit 1831 hatte Joach. Barrande seinen Aufenthalt in Prag genommen und seine umfangreichen Arbeiten über das böhmische Silur begonnen; im J. 1838 veröffentlichte der jüngere A. Em. Reuss die erste seiner bedeutenden Schriften über die Kreideformation. Schon 1819 wagte es Riepl eine geognostische Karte von Böhmen zu entwerfen; Dlask schrieb 1822 eine Geognosie Böhmens und Zippe veröffentlichte 1831 eine Übersicht der Gebirgsformationen Böhmens.

Franz Xav. Zippe wurde 1791 geboren. Im J. 1824 zum Kustos der mineralogischen Abteilung des neu begründeten Nationalmuseums in Prag ernannt, lernte er bei der Ordnung der Sammlungen den Wert der strengen

Mohsschen Systematik schätzen. Er wurde, obwohl er niemals die Kollegien von Mohs gehört, nicht nur sein eifrigster Anhänger, sondern Mohs übertrug ihm sogar in späteren Jahren die Ausarbeitung seiner Physiographie der Mineralien. Zippes Verdienste um die Erforschung Böhmens sind sehr groß; zumeist bewegten sich seine Studien innerhalb der ältesten kristallinischen Felsarten, doch haben sie auch wesentlich beigetragen zur Erschließung der innerböhmischen Steinkohlenflötze.

In der letzten Richtung hat einer der Gratzer Schüler des Mohs, Riepl, seinen eigenen Weg gewählt. Riepl erkannte schon damals die Bedeutung der Flötze von Ostrau für die Mitte des Reiches. Unter heute kaum glaublichen Schwierigkeiten, von denen die Aufsätze über die Überflüssigkeit der Eisenbahnen in den Beilagen zur Wiener Zeitung von 1833—1835 einigen Begriff geben, gelang es ihm das Vertrauen des Bankiers Anselm Rothschild zu gewinnen und wurde er zum Schöpfer der Nordbahn.

Um dieselbe Zeit, 1834, gab Reichenbach in Blansko seine wertvollen geologischen Mitteilungen aus Mähren heraus.

Früher schon, 1807, erschien des Abbé Stütz Oryctographie von Unter-Österreich; es war eine fleißige Zusammenstellung der Mineralvorkommnisse. Der ganze Gegensatz der älteren analytisch-beschreibenden und der neueren vergleichend-historischen Richtung tritt hervor, wenn man diese Oryctographie vergleicht mit einer kleinen, nur um etwa zehn Jahre späteren Schrift von Constant Prevost. Dieser, einer der schärfsten Denker der damaligen Pariser Schule, lebte 1816—1818 als Leiter einer Spinnfabrik zu Hirtenberg bei W.-Neustadt. Auf wenigen Seiten stellte er zwei bedeutungsvolle Tatsachen fest, nämlich die Ähnlichkeit der blauen Tone von Wien mit dem Subappenninenmergel und ihre Diskordanz gegen den Alpenkalk. In Wien lebte aber ein junger Mann, der diesen Gegensatz der Richtungen erfaßte, Paul Partsch.

Im J. 1791 geboren, trieb Partsch sein Streben nach höherer Ausbildung, so wie viele damalige Meister, nach England und Schottland; 1817, im selben Jahre wie Mohs, begann er die Reise, welche den größten Teil seines bescheidenen Vermögens aufzehrte; 1820 veräußerte er den Rest des Vermögens um die italienischen Vulkane zu sehen. Nun war er mittellos und mußte sogar 1824 die sehr untergeordnete Stelle eines Aufsehers an der mineralogischen Sammlung annehmen. Man anerkannte aber seine Bedeutung und als auf der Insel Meleda unterirdische Detonationen die Bevölkerung erschreckten, schickte die Regierung den Aufseher Partsch dahin; sein Bericht, begleitet von einer geognostischen Skizze Dalmatiens, erschien 1826. Dann, im selben Jahre, wurde er nach Siebenbürgen entsendet; die Mittel zur Veröffentlichung seines trefflichen Berichtes konnten nicht beschafft werden. Er bereitete ein Werk über Tertiärfossilien vor, ähnlich jenem von Brocchi; der Kronprinz Ferdinand veranlaßte hiezu die Zeichnung von zahlreichen Tafeln; schließlich fehlten auch hier die Mittel. Seit 1823 arbeitete er an einer geologischen Karte von Nieder-Österreich;

nur eine Karte des Wiener Beckens ist, und zwar erst 1843 erschienen. Im J. 1835 erhielt er endlich eine Stelle als Kustos.

Mit dem Tode Mohs im J. 1839 hatten wir einen ersten Teil dieser Schilderung abgebrochen. In das folgende Jahrzehnt fällt der Umschwung der Dinge in Wien. Nun trat Haidinger aus seinem freiwilligen Exil in Elbogen hervor. Schon 1840 war er Vorstand der Sammlungen des Montanisticum, aber während er größere Pläne vorbereitete, drohte nochmals ein Rückfall. Im J. 1842 erschien nämlich ein von Mohs hinterlassenes Lehrbuch, in welchem festgehalten wird an der alten Fiktion, daß die böhmischen Basalte etwas anderes sein könnten als die italienischen Basalte, auch alle paläontologische Forschung und die ganze historische Richtung der Geologie in schroffer Weise bei Seite gesetzt werden und erklärt wird, die Geognosie sei „nichts als die Wissenschaft von der Zusammensetzung der Erde aus den Individuen des Mineralreiches".[1]

Man darf sagen, daß durch die Veröffentlichung dieses Buches eine Unbilligkeit an dem Verfasser verübt worden ist. Mohs zeigt in seinem Lebenslaufe drei Abschnitte. Zuerst untersucht er die Granite von Geyer und tritt (1805) mit selbständigem Urteile seinem Lehrer Werner entgegen. Dann (1811) wird er überwältigt von den neuen Erfahrungen in den Alpen und er verzagt; die Stimmung des „Ignorabimus" beherrscht ihn durch Jahre. Dann, unter dem Eindrucke des allgemeinen Fortschrittes der geologischen Forschung, faßt er wieder Mut, und „will sich nicht öffentlich äußern, bevor er die italienischen Vulkane gesehen". Das Buch stammt offenbar aus dem langen zweiten Zeitabschnitte; die vor seinem Tode ausdrücklich aufgestellte Voraussetzung der Veröffentlichung ist nicht eingetreten.

Leider muß wahrheitsgetreu hinzugefügt werden, daß diese Veröffentlichung zum allgemeinen Nachteile eine lang andauernde Trübung der Beziehungen zwischen Bergbau und theoretischer Geologie zur Folge gehabt hat. Diese Trübung wurde nicht gemildert durch den Umstand, daß die geologische Forschung sich in den nächstfolgenden Jahren mit Vorliebe paläontologischen Studien zuwendete, welche zwar für die Gewinnung einer stratigraphischen Grundlage unerläßlich waren, aber dem Erzbergbaue die wenigsten Berührungspunkte boten. Selbst nachdem später durch Tschermaks Bemühungen an der Grenze von Geologie und Mineralogie eine blühende petrographische Schule herangewachsen war und noch viel später war das letzte Wölkchen nicht völlig verschwunden.

Haidinger begann im J. 1843 am montanistischen Museum einen Kurs über Mineralogie zu lesen. Franz v. Hauer, damals 22 Jahre alt, eröffnete im folgenden Jahre ein Kollegium über Paläontologie. Solche Vorlesungen, für welche die Lehrer keine Entschädigung erhielten, ohne Prüfungen, so ganz und gar nur von der Begeisterung der Vortragenden für ihre Sache

[1] Die ersten Begriffe der Mineralogie u. Geognosie für junge praktische Bergleute der k. k. österr. Staaten. Im Auftrage der k. k. Hofkammer für Münz- u. Bergwesen verfaßt von Fr. Mohs. Herausg. nach seinem Tode. 2 Bände, 8⁰, 1842.

getragen und vom Hörer gar nichts verlangend, als ein kleines Maß ähnlicher Liebe zur Wissenschaft — das war etwas ganz Neues und Viele kamen um zu hören. Die Begeisterung aber hatte etwas Ansteckendes an sich, sie teilte sich den Arbeitern auf anderen Gebieten mit und wie von selbst ging aus diesen Kreisen unter der Anregung von Franz v. HAUER, Moritz HOERNES und J. PATERA im Winter 1845/46 der lebensvolle Verein der „Freunde der Naturwissenschaften" hervor.

Die Seele dieser Bewegung war HAIDINGER selbst. Er war nicht ein hinreißender Redner. Wenn aber ein junger Mann ihn in seiner Wohnung in der Ungargasse aufzusuchen den Mut fand, da ward der Kothurn der Berühmtheit weit fortgeschleudert. An beiden Händen mochte dann wohl HAIDINGER während des ganzen Besuches seinen Gast festhalten, und indem die damals schon silberweißen Haarsträhne über die bis ins Alter rosigen Wangen herabflossen, mochte er unter oft wiederholten ja, ja, ja, ihn ermunternd so völlig an sich heranziehen und fesseln, als wollte er in dieses junge Gemüt etwas von der eigenen Wärme und einen erhabeneren Begriff von der Aufgabe und den Lebenszielen des Forschers gießen und zugleich in unvergeßlicher Weise ihm einprägen, wie vieles in diesem schönen Stück der Erde zu schaffen und in einträchtiger Arbeit nachzuholen sei.

Im J. 1847 wurde die Akademie der Wissenschaften gegründet; HAIDINGER, PARTSCH und ZIPPE waren unter den Mitgliedern. Eine ihrer ersten Verfügungen war die Entsendung F. v. HAUERS und Moritz HOERNES nach England, um die Einrichtung der geologischen Landesaufnahme kennen zu lernen. Im November 1849 trat die k. k. geologische Reichsanstalt ins Leben und 1851 wurde PARTSCH zum Vorstande des kais. mineralogischen Museums ernannt.

PARTSCH hat es nie verwunden, daß seine großen Arbeiten nicht an die Öffentlichkeit gelangt sind. Er freute sich des Aufschwunges, aber er zog eine stille Wirksamkeit vor. Er schuf an dem mineralogischen Museum eine mustergültige Fachbibliothek und er eröffnete sie sowie den reichen Inhalt der Sammlungen und auch alle seine Tagebücher und Vorarbeiten in unbegrenzter Liberalität der freien Benutzung. Dafür umgab den Schweigsamen die allgemeine Verehrung. BOUÉ erzählt in seiner Autobiographie, daß nirgends in Europa der Gelehrte so freie Verfügbarkeit über Bücher antreffe und daß dies ein Hauptgrund für ihn gewesen sei, um sich nach seinen großen Reisen bleibend in Wien niederzulassen.[1])

HAIDINGER, der Nimmermüde, organisierte das große Werk der Landesaufnahme. —

Hiemit schließt diese Skizze vergangener Zeiten. MOHS hatte sich von WERNER losgesagt; nichtsdestoweniger schlug ihn WERNER als seinen Nachfolger in Freiberg vor. HAIDINGER hatte sich nach Elbogen zurückgezogen;

[1]) Autobiographie du Dr. Aimé BOUÉ, Membre de l'Acad. imp. des sciences de Vienne, né à Hambourg le 16. Mars 1794, mort comme Autrichien à Vienne; 8°, Wien 1879; p. 160.

der Aufenthalt in England hatte ihn in Gegensatz zu seinem Lehrer Mohs gebracht. Trotzdem ist es bekannt, daß Mohs ihn noch 1837 in Elbogen besuchte und ihn als seinen Nachfolger empfahl. In beiden Fällen haben Werner wie Mohs dem Schüler, der zum Gegner geworden, das Erbe ihrer Stellung anvertraut. Einen bedeutenden und selbständig urteilenden Mann wollte jeder zum Nachfolger haben, unbeschadet der persönlichen Spannungen oder der abweichenden wissenschaftlichen Anschauung. Die Wahrheit, so meinten sie offenbar, werde jedenfalls im lebendigen geistigen Wettkampfe ihren Weg finden. Nur in den stumpfen Mittelmäßigkeiten, welche Teilnahmslosigkeit dulden, sahen sie Gefahr. Es gibt kaum ein schöneres Lob für diese Männer und für diese Zeiten.

Dann haben Haidinger und Partsch sich in glücklichster Weise ergänzt. Aus der Fülle des Geleisteten mag nur die 1867—1873 erschienene geologische Karte der Monarchie in zwölf Blättern von F. v. Hauer angeführt sein. Die Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt bilden selbstverständlich die erste und wichtigste Grundlage jedes Versuches, Bau und Bild der Monarchie zu überblicken. Lehrkanzeln an den Hochschulen, Akademien in Krakau und Prag, freie Vereine und Fachschriften jeder Art sind seither entstanden und beteiligen sich an der Festigung dieser Grundlage. Inmitten dieser wetteifernden Tätigkeit, unter den heutigen Erleichterungen des physischen und des geistigen Verkehrs, im Besitze einer guten topographischen Unterlage, ist es schwer, sich ein Bild zu schaffen von den Schwierigkeiten, mit welchen noch vor etwa sechzig Jahren ähnliche Studien verbunden waren. Je mehr dies gelingt, umso höher steigt das Gefühl der Achtung und der Dankbarkeit für die Bahnbrecher.

Eduard Suess.

Die Schneekoppe (1603 *m*) von Süden.

BAU UND BILD

DER

BÖHMISCHEN MASSE

VON

FRANZ E. SUESS.

MIT 1 TITELBILD, 56 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

I. Abschnitt.

Übersicht und Umrandung der böhmischen Masse.

Das Ländergebiet der böhmischen Masse. — Elbbruch, Erzgebirgsbruch und der variscische Bogen. — Die postvariscische Decke und die Lücken in der Schichtfolge. — Umrandung. Donaugebiet und fränkische Brüche. Thüringen. Sachsen. Sudetenausläufer in Schlesien. — Gebiet von Ostrau und Krakau. Grenze gegen die Karpaten bei Weißkirchen. Südöstliche Grenze. — Übersicht und Einteilung des Stoffes.

Das Ländergebiet der böhmischen Masse.

Das Königreich Böhmen mit den sudetischen Teilen von Mähren und Schlesien sowie der Norden der österreichischen Erzherzogtümer fügen sich als eine große Gruppe von hügeligen Plateaus und Mittelgebirgen an die jungen Kettengebirge und Ebenen, welche den größten Teil der so mannigfaltig gegliederten österreichischen Monarchie bilden. Die wohnlichen Niederungen der March und der Donau haben die staatliche Verbindung der sowohl in geologischer als in morphologischer Hinsicht so verschiedenen Gebirgssysteme vermittelt.

Als Karl der Große die beiden Avarenringe am unteren Kamp und bei Tulln erstürmt hatte und bajuvarische Ansiedler ihre Höfe in das verwüstete Land setzten, da fanden sie am linken Ufer der Donau ein schier unermeßliches Waldland, welches sie den Nordwald nannten. Noch in Urkunden des XII. Jahrhunderts erscheint z. B. das Kloster Zwettl als in der Nortica silva gelegen. In der durch die Avareneinfälle menschenlos gewordenen Marchebene erwuchs unter Rastislaw und Swatopluk das mährische Reich, welches zeitweise seinen Einfluß weit gegen Osten und gegen Westen ausdehnte. Als nach der Schlacht am Lechfelde (955) durch Otto I. die Wiederbesiedlung der durch die Magyaren neuerlich arg heimgesuchten Ostmark in Angriff genommen ward, rodeten die deutschen Kolonisten in den niederen Gegenden entlang des Stromes, während das nördliche Gebiet gegen die Wasserscheide durch lange Zeiten menschenleer und ein wenig gangbarer Urwald blieb.

Die im Nordwalde gelegene Wasserscheide der Donau und die Wasserscheide der March, welche zugleich Stücke der Wasserscheide des Schwarzen Meeres sind, bilden Teile eines höchst selbständigen hydrographischen Gebietes, innerhalb dessen sich unter wechselvollen Geschicken das Königreich Böhmen entfaltet hat. Sein Umriß ist von der Natur aufs deutlichste vorgezeichnet durch die allseitig umschließenden Höhenzüge und noch in der ersten Hälfte des XIX. Jahrhunderts wurde die Vorstellung vertreten, Böhmen habe einst einen großen See gebildet, welcher das Sandsteingebirge bei Tetschen und Aussig durchbrochen und sich dadurch den Abfluß geöffnet habe.

Es ist leicht begreiflich, daß die politischen Grenzen der staatlichen Gebilde nicht mit den Grenzen der geologischen Einheiten zusammenfallen; erstere folgen häufig den Wasserscheiden, die letzteren den Tiefenlinien. Die geologische Einheit, welche hier als die böhmische Masse bezeichnet wird, greift denn auch nach allen Richtungen über Böhmen und gegen Westen und Norden auch über die Reichsgrenze hinaus. Gegen Osten umfaßt sie bedeutende Teile von Mähren bis Brünn und Znaim; im Süden greift sie an mehreren Stellen über die Donau. Ihr gehören der bayrische Wald, das Fichtelgebirge und der Thüringer Wald, ferner alle Ausläufer des Erzgebirges, somit der Untergrund des ganzen Königreiches Sachsen, ferner die Lausitz samt den Sudeten an, bis zu den Kohlenfeldern von Ostrau und bis zum Berührungspunkte der Sudeten mit dem karpatischen Außenrande zwischen Weißkirchen und Prerau.

Elbbruch, Erzgebirgsbruch und der variscische Bogen.

Im geologischen Kartenbilde dieses weiten Gebietes tritt eine lange Scheidelinie deutlich hervor. Sie beginnt bei Mislitz und Mährisch-Kromau am östlichen Rande und verläuft von da über Rossitz bei Brünn, über Mährisch-Trübau und Senftenberg, bis hieher gekennzeichnet durch einen langen Streifen von Rotliegend-Bildungen, welchen Tietze mit dem Namen der Boskowitzer Furche belegt hat. Nach einer kurzen Unterbrechung zieht sie den Fuß des Riesen- und Jeschkengebirges entlang über Liebenau und über den Trögelsberg bei Pankratz in die Gegend südlich von Rumburg und von da in westnordwestlicher Richtung bis über Dresden hinaus. Diese Linie entspricht einer großen Störung des Gebirgsbaues; sie heißt der Elbbruch, in Sachsen auch die Lausitzer Verwerfung. Das nördlich und östlich vom Elbbruche gelegene Bergland wird hier unter dem Namen der Sudeten begriffen. Hier erhebt sich der höchste Gipfel der böhmischen Masse, die Schneekoppe im Riesengebirge zu 1603 *m*. Weiter östlich ist die Heuscheuer gekrönt von zackigen Mauern und Pfeilern der Kreideformation. Noch weiter gegen Ost und Südost folgen die vielen, langen, zumeist parallelen und bewaldeten Rücken und Rundkuppen, die Züge des böhmischen Kammes, des Eulengebirges, des Spieglitzer Schneeberges und des Altvatergebirges über Olmütz und Proßnitz hinab und ostwärts sich allmählich senkend bis an die Kohlenfelder von Ostrau.

Eine zweite bedeutsame Linie zieht von der hohen Lausche an der schlesischen Grenze über Tetschen an der Elbe und über Graupen bei Teplitz zum Egertale bei Klösterle und zum Nordrande des Braunkohlenbeckens von Falkenau. Es ist der Erzgebirgsbruch, der als deutlicher Steilabfall das Erzgebirge von den vorliegenden tertiären Süßwassersedimenten und Vulkanen abtrennt.

Im Süden der beiden Hauptbruchlinien fällt der größte und zugleich der bezeichnendste Teil der böhmischen Masse einem uralten Hochlande zu, welches die ganze Breite von Mähren bis Bayern einnimmt, südlich sich

bis über die Donau und nördlich bis in die Gegend von Kuttenberg und Kolin ausdehnt. Zu ihm gehört im Osten die wellige Hochfläche an den Grenzen von Böhmen, Mähren und Niederösterreich mit ihren engen steilwandigen Tälern, im Süden das oberösterreichische Granitland. Der Südwesten an der bayrischen Grenze wird von der zweithöchsten und ausgedehntesten Bodenanschwellung innerhalb der Masse gebildet, dem Böhmerwalde, der in Bayern seinen höchsten Gipfel im Arber mit 1458 *m* besitzt.

Nahe seiner südlichen Umwallung wird das alte Gebirgsland von weiten Ebenen unterbrochen. In der Mitte einer östlichen Weitung liegt die Stadt Wittingau, eine lange Kette oft seenartiger Teiche geht von ihr aus; in einer zweiten ähnlichen Weitung liegt Budweis im Südwesten, und weiter gegen Nordwest Protivin.

Die äußere Gestalt dieser Gebirgsländer, von Znaim bis Regensburg und von der Donau bis Kolin im Herzen Böhmens gibt nur selten dem Streichen der Gesteine landschaftlichen Ausdruck. Im Nordwesten schließt sich noch an dieses ausgedehnte Gebiet von Klattau und Pisek bis Schwarz-Kosteletz eine breite Zone von Granit; es ist der mittelböhmische Granitstock. Er bricht an einer langen nordoststreichenden und fast geraden Linie ab, die von Rziczan (südöstlich von Prag) über Eule, dann südlich von Przibram und bis über Klattau sich erstreckt. Mit dieser Linie beginnt das Gebiet der vorcambrischen Tonschiefer des westlichen Böhmen. Dieses ist die nordwestliche Seite des rautenförmigen Urgebirges. Nicht so scharf ausgeprägt ist sein Nordostrand; hier sinken die alten Felsarten mit dem Sporn des Eisengebirges von Elbe-Teinitz über Policzka unter die Kreideablagerungen des Elbetales.

In den jüngeren sedimentären Gebilden, welche sich nördlich an das große archaische Gebiet anschließen, treten immer deutlicher die Richtungen der Falten und Brüche hervor und prägt sich der innere Bau klarer aus in der Oberflächengestalt. Man kann wahrnehmen, wie der ganze nördliche Teil der böhmischen Masse mit Inbegriff der Sudeten und bis an den Rand der norddeutschen Ebene sich mehr oder weniger deutlich einfügt in eine gemeinsame bogenförmige Anlage. Dem westlichen Teil dieses Bogens gehört die grabenförmig versenkte Zone vorcambrischer und paläozoischer Ablagerungen zwischen Klattau und Prag an, ferner die transgredierenden Schollen von Carbon und Rotliegendem von Pilsen bis über Schlan und Rakonitz, und die tertiären Braunkohlenbecken des nordwestlichen Böhmen samt den begleitenden Eruptivgesteinen, namentlich der Duppauer Basaltmasse und dem vulkanischen Mittelgebirge, endlich das Fichtelgebirge und das Erzgebirge samt ihren Vorlagen im nordöstlichen Bayern und Sachsen. Der Elbbruch, welcher jünger ist als der bogenförmige Aufbau, durchschneidet denselben in schiefem Winkel.

Dem Ostflügel des Bogens sind noch im mittleren Böhmen die vorcambrischen und altpaläozoischen Sedimente des Eisengebirges mit seinen

Vorlagen zuzuzählen, ferner die Kreidemulde des Elbetales und alle oben unter dem Namen der Sudeten zusammengefaßten Ketten- und Faltenzüge.

Der innere böhmische Bogen bildet nur einen Teil eines viel größeren bogenförmigen Aufbaues, der einen beträchtlichen Teil von Mitteleuropa einnimmt und welcher als der variscische Bogen (Curia variscorum, Hof in Bayern) in der geologischen Literatur bekannt ist.

Heute ist der variscische Bogen in Horste aufgelöst und durch die Transgression jüngerer Sedimente auf große Strecken verdeckt. Man erkennt aber die Zusammengehörigkeit der einzelnen Stücke an ihrer Beschaffenheit, den Streichungsrichtungen und an ihrer gegenseitigen Lage und ferner an dem wichtigen Umstande, daß in dem ganzen Bogen die Hauptfaltung zur selben Zeit, und zwar vor dem Schlusse der Steinkohlenformation eingetreten ist, so daß die späteren Glieder des Carbon diskordant übergreifend und in der Regel schwebend oder wenig geneigt über den gefalteten älteren Schichten lagern.

Eine Linie, welche vom Oberlaufe des Allier zur Stadt Valenciennes in Frankreich gezogen wird, bezeichnet die westliche Grenze des variscischen Bogens. Ihm gehört als eine innere Zone, in welcher ältere Felsarten herrschen, der östliche Teil des französischen Zentralplateaus an, ferner die Vogesen und der Schwarzwald; diese Zone findet ihre Fortsetzung im Fichtelgebirge, im Erzgebirge und in Teilen der Sudeten. Gegen Norden ist dieser eine zweite gefaltete, und zwar paläozoische und vorwiegend devonische Zone vorgelagert, welcher die Gebirge des mittleren Rheins (Hunsrück, Eifel, Taunus, Westerwald u. a.), ferner ein Teil des südlichen Belgien und der Harz angehören. In Thüringen erscheinen dieselben Gesteine als Außenzone des Erzgebirges und nach einer großen Unterbrechung abermals in den östlichen Sudeten von Troppau bis Brünn. Eine dritte äußerste Zone des variscischen Bogens besteht aus flötzreichen Carbonbildungen. Sie ist nur in einzelnen weit getrennten Bruchstücken sichtbar; zu ihr gehört das belgische Kohlenrevier bis Aachen, das Kohlenrevier an der Ruhr und als eine weit abgelegene Fortsetzung das oberschlesische Revier, welches bei Ostrau und Karwin nach Österreich eintritt.

Es sei hier noch erwähnt, daß sich im Westen dieses großen Bogens, welcher das ganze Gebiet von der belgisch-französischen Grenze bis zu den Karpaten umspannt, noch ein zweiter ähnlicher Bogen kennbar macht; zu diesem gehört der Westen des französischen Zentralplateaus, ferner die Bretagne, Cornwall und Devonshire, ein schmaler südlicher Saum von Wales und ein Stück des südlichen Irland bis zur St. Brides-Bay. Er wird als der armoricanische Bogen bezeichnet. Die Kohlenflötze des südlichen Wales vertreten die Stelle der belgischen Flötze und ihrer östlichen Fortsetzungen. Die breite, vorwaltend devonische Zone erscheint auch hier in Devonshire. Überhaupt ist die Gleichartigkeit des Baues beider Bogen so groß, daß z. B. ein ungleichförmiges Übergreifen der Schichtfolge mit dem

Culm über dem Devon in der Bretagne ebenso erkannt wurde, wie in Sachsen und in den Sudeten.

Postvariscische Decke und Lücken in der Schichtfolge.

Weit wichtiger aber ist die bereits erwähnte Ungleichförmigkeit zwischen dem unteren und dem oberen Carbon. Die Transgression ist bei der flachen Lagerung der übergreifenden Schichten viel auffallender. Man kann demgemäß innerhalb des ganzen variscischen Gebietes zweierlei Flötzreviere unterscheiden. Die älteren liegen an dem Außenrande des Bogens und sind an ihrem inneren Saume aufgebogen oder überfaltet (belgisches Revier, Revier an der Ruhr, oberschlesisches und Ostrauer Revier), die anderen liegen weiter innerhalb des Bogens, übergreifend über die Unterlage, zumeist flach und häufig durch jüngere Dislokationen versenkt. (Revier an der Saar, Pilsen, Schlan und Rakonitz u. s. w., niederschlesisches Revier mit Schatzlar, Rossitz bei Brünn, Erbendorf und Stockheim in Bayern.)

Ferner ergibt sich als eine Folge der gänzlichen Umgestaltung des Landes, welche zwischen der Zeit der älteren und der jüngeren Steinkohlenflötze vor sich gegangen ist, die scharfe Trennung des gefalteten Gebirges von einer jüngeren Decke von Sedimenten, welche hier als die postvariscische Decke angeführt werden wird. Wo sie vollständig erhalten ist, wie in der Heuscheuer, besteht sie aus obercarbonischen Flötzen, aus dem Rotliegenden und aus den Meeresablagerungen der mittleren und oberen Kreideformation. Sehr oft aber fehlt eines der Glieder und man sieht auf weite Strecken nur die Kreideschichten oder nur das Rotliegende.

Nur das jüngere Glied der postvariscischen Decke, die Kreideschichten, ist marinen Ursprungs. Hiemit tritt uns eine der wichtigsten Eigentümlichkeiten der böhmischen Masse entgegen, nämlich die Lückenhaftigkeit der Reihe der Meeresablagerungen. Man kennt in Böhmen die marine Vertretung der cambrischen, silurischen und devonischen Zeit. Marines Carbon kennt man nur aus der Peripherie, z. B. aus der Umgebung von Glatz, nicht aber aus den inneren Teilen der böhmischen Masse. Es fehlt der marine Zechstein, der außerhalb des Bogens in Thüringen und in Schlesien nördlich der Sudeten, z. B. am Bober auftritt. Die Triasformation, im Nordwesten und im Nordosten weit ausgebreitet, kommt gar nicht in das Innere der böhmischen Masse herein, ebensowenig der Lias. Vom Jura werden wir einen schmalen im Elbbruche eingeklemmten Streifen bei Schönlinde und bei Zeidler südwestlich von Rumburg und einige dem Devon aufgelagerte Schollen der Umgebung von Brünn kennen lernen, während in der Umrandung in Franken, wie bei Krakau und auch innerhalb der mährischen Ebene die Juraformation gut entwickelt ist. Alle tieferen Glieder der Kreideformation fehlen und erst mit dem Cenoman, der mittleren Kreide, beginnt eine Transgression des Meeres, welche weit nach Süden übergreift. Jüngere Meeresbildungen fehlen in der böhmischen Masse, mit Ausnahme der mitteltertiären Ablagerungen, welche als Ausläufer des Wiener Beckens in tiefen

Buchten in der Gegend von Böhmisch-Trübau über die Donau-Elbe-Wasserscheide übergreifen.

Auffallend genug ist der Gegensatz, welcher in der Lückenhaftigkeit der Schichtfolge gegenüber dem westlichen, nördlichen und nordöstlichen Vorlande hervortritt, doch fehlt auch diesem noch auf weite Strecken eine Vertretung der unteren Kreide und eine marine Vertretung der unteren Tertiärstufen. Im Süden, in den Alpen, und im Südosten, in den Karpaten, sind aber auch diese vorhanden und ist daher der stratigraphische Gegensatz noch bedeutender; völlig fremdartig steht das uralte archäische Hochland den jüngeren sedimentären Falten der Alpen gegenüber.

Von einer Stelle, an welcher der Saum der Alpen sich bis auf wenige Kilometer der böhmischen Masse nähert, soll nun unsere Betrachtung der Umrandung der böhmischen Masse ausgehen; aus der Begrenzung des großen Horstes, wird sich auch eine genauere Bestimmung des Begriffes der böhmischen Masse ergeben.

Umrandung der Masse. Donaugebiet und fränkische Brüche.

Blickt man von einem der gerundeten Gipfel, welche dem Donautale in breiten ungeordneten Gruppen südlich vorgelagert sind und welche prächtige Aussichtspunkte darbieten, z. B. vom Geroldinger Aussichtsturme bei Melk oder von dem recht steil aufsteigenden Granitkamme des Hirsberges bei Pöchlarn gegen Süden, so entrollen sich dem Blicke über den kleinen Hügeln der tertiären Niederung und den sanfteren und dunkleren Erhebungen der Sandsteinzone in schroffen Umrissen die alpinen Kalkketten vom Schneeberge bei Wien bis zu den Gipfeln zu beiden Seiten des Ennstales. Gegen Nord dagegen erhebt sich das Urgebirge über der engen Donaufurche anfangs felsig, dann in flacheren Formen zu einer Kuppenlandschaft von nicht unansehnlicher Höhe (Jauerling 959 *m*). Die Gneise, Granulite und Amphibolite streichen mit mannigfachen Ausbiegungen im ganzen senkrecht auf die Streichungsrichtung der Flyschzüge der Alpen und sie verschwinden ganz allmählich unter der mächtigen Bedeckung von Lehm, Löß und tertiären Sanden, welche einerseits in größeren und kleineren Lappen ziemlich hoch am kristallinischen Gehänge hinaufsteigt und anderseits in der Tiefe der Flußtäler wieder bis auf die alte Unterlage durchschnitten ist. In derselben Weise taucht das böhmische Massiv unter das Miocän im westlichen Niederösterreich und in Oberösterreich bis in die Gegend von Passau. Wiederholt tritt der Donaustrom aus der engen Furche, die er sich in die Granite und Gneise geschnitten hat, windet sich und zerteilt sich in den breiten Auen der eigenen Alluvionen. Dann steigen die Felsen des alten Massivs entweder unmittelbar vom Flußufer oder auch aus dem ebenen Schwemmlande empor. Wo aber dem Strome größere Massen von Urgebirge südwärts vorgelagert sind, wie bei Ardacker oder zwischen Passau und Efferding, ist oft die Grenze nicht scharf zu ziehen, denn auf kilometerweite Strecken ist das Vorhandensein des Urgebirges im Untergrunde oft nur durch

die Lesestücke in der mächtigen Bedeckung von Verwitterungslehm nachweisbar.

Anders wird es jenseits des Innflusses; hier machen sich bald die Ränder der mesozoischen Bildungen bemerkbar, welche sonst die mitteleuropäischen Horste begleiten. Von Schärding abwärts fließt der Inn mit steilen Ufern innerhalb der böhmischen Masse und schneidet im Vereine mit der Donau zwischen Vilshofen und Passau den als Neuenburger Wald bezeichneten Höhenzug ab. Tertiäre Sande und Schotter bilden größtenteils die Oberfläche des Hügellandes und in der südwestlichen Vorlagerung, in der Umgebung von Ortenburg und Fürstenzell, treten die ersten Spuren des fränkischen Jura und der Kreide zu Tage, wobei der Jura in der Gegend von Söldenau, das ist mehr gegen außen, vorherrscht. Die Aufschlüsse sind nur von beschränkter Ausdehnung, doch deutet der Wechsel horizontaler und stark gestörter Lagerung darauf hin, daß diese jüngeren Reste an Verwerfungen abgesenkt und hiedurch vor der Zerstörung erhalten geblieben sind. Bei Voglarn ist eine vollkommene Überkippung der hier allerdings nur wenig mächtigen Jura-Serie durch das übergeschobene Urgebirge eingetreten.[1]

Von Passau aufwärts bis Regensburg muß der Lauf der Donau als eine tektonische Linie aufgefaßt werden. Der Abfall des Urgebirges gegen die Donauebene vollzieht sich hier viel plötzlicher, als im benachbarten Oberösterreich. Einzelne kleine Juravorkommnisse am Rande des Abbruches, wie bei Pfaffenmünster nördlich von Straubing, müssen als Verbindungsglieder zwischen dem fränkischen und dem Ortenburger Jura gelten.

Bei Flinsbach hängt nach Ammon eine mächtige Jurakalkscholle mit steiler Schichtstellung wie angeklebt am Urgebirge. Diese Vorkommnisse sind Anzeichen, daß der Untergrund der Donauebene wahrscheinlich größtenteils von mesozoischen Sedimenten gebildet wird. Vor allem aber sind für die erwähnte Auffassung maßgebend der geradlinige, nordwestliche Verlauf des Abbruches, seine annähernd gleiche Richtung mit der Amberger Verwerfung und die tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg, diesem bezeichnenden Eckpunkte der böhmischen Masse.

Hier treffen drei bedeutende Verwerfungen zusammen. Der erwähnte Abbruch des Urgebirges schließt sich im stumpfen Winkel an den Donaubruch, an dem der weiße Jura der schwäbischen und fränkischen Alb in Flexuren unter das Miocän hinabsinkt. Die Mächtigkeit des Abbruches wurde durch Bohrungen zu Ochsenhausen bei Ulm dargetan; dort war in der Tiefe von 738 *m* das Liegende der tertiären Ablagerungen der Donauebene noch nicht erreicht worden. In den Scheitel des stumpfen Winkels dieser beiden Verwerfungen stellt sich eine Zone von nordsüdstreichenden Brüchen, welche das Urgebirge begrenzen; sie gehören dem ausgedehnten fränkischen Senkungsfelde an, als dessen südöstlichster Beginn bereits die

[1] Gümbel. Geognostische Beschreibung von Bayern, II. Abteil., 1868, S. 695 und IV. Abteil., 1891, S. 342.

Juravorkommnisse von Ortenburg gelten müssen und welches sich nordwestlich bis an den Thüringer Wald und weiter fortsetzt.

Einen herrlichen Punkt hat König Ludwig I. von Bayern gewählt für seine Walhalla: etwa 8 *km* unterhalb Regensburg biegt die Donau nordwärts und lehnt sich unmittelbar an den Rand des bayrischen Waldgebirges. Das weite Bild des flachen Landes bis an das ferne Panorama der Alpen, das sich allenthalben am Plateaurande darbietet, wird hier zu Füßen des Beschauers umsäumt von dem Silberbande des Stromes. Der prächtige Tempelbau bezeichnet den Rand des Hochlandes. Von dichtem Grün verkleidet, klebt hier ein Streifen von Rotliegendconglomeraten und Sandsteinen am Urgebirge. Im Gegensatz zu den gerundeten Granitlandschaften der Umgebung läßt er die Randkante schärfer und geradliniger hervortreten. In den Waldschluchten nördlich von der Walhalla sind die aus Granitgrus und Conglomeraten bestehenden Sedimente an einigen Stellen mit etwa 30° Nordfallen aufgeschlossen. Kohlige Schiefer und flache Flötzchen im Liegendsten, welche auch bereits zu Versuchsbauten Anlaß gegeben haben, gehören vermutlich bereits zum obersten Carbon. Das Rotliegende bildet aber nicht nur den Rand des Gebirges, sondern zieht sich einerseits östlich in einem schmalen Streifen hinter den Granit des Scheichelberges bei Sulzbach und anderseits im Westen hinter die kleine Kuppe von Granitporphyr, welche die Ruine Donaustauf trägt. Der Streifen macht sich als Einsenkung zwischen den emporragenden Graniten deutlich bemerkbar.

Wie an vielen anderen Stellen der Umrandung deutet auch hier das Auftreten von Resten des Perm auf eine Absenkung des Urgebirges hin, welche gerade hier die transgredierende Scholle der postvariscischen Decke vor der völligen Abtragung bewahrt hat.

Eine Fortsetzung oder ein Parallelbruch des nirgends aufgeschlossenen Donaubruches ist westlich bereits im mesozoischen Gebiete gut nachweisbar. Oberhalb Regensburg fließt die Donau im Jurakalke. Vom Westen her kommt der Jura in horizontaler Lagerung bis an den Fluß, jenseits desselben ist aber die Juratafel gegen West geneigt; sie sinkt samt der aufgelagerten Decke von Kreideablagerungen schräg unter die Stadt Regensburg hinab und die Stadt bezieht aus den geneigten Cenomanschichten ihre artesischen Wässer, welche mittels Bohrungen durch das auflagernde Tertiär erschlossen werden.[1]

In fast gleichbleibender Höhe erscheint sie wieder an der linken Seite des Regentales, aber etwas weiter östlich, jenseits einer vom Tertiär ausgefüllten nordsüdstreichenden trockenen Talfurche, hat den Jura ein Nordsüdbruch gesenkt, so daß die Felsenkalke am östlichen Keilstein in ihrer ganzen Mächtigkeit etwa 60 *m* höher abermals in horizontaler Lagerung erscheinen.

Bald aber neigen sich die Schichten anfangs sachte und dann immer steiler werdend gegen Westen; unter dem Felsenkalke erscheinen Hornsteine

[1] Brunhuber. Über die geotektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg. Ber. d. nat. Ver. Regensburg. Heft V., 1894—95.

und Splitterkalke des weißen Jura, dann folgen Dogger und Lias und lockerer Keupersandstein; das tiefste Glied bildet auch hier ein schmaler Saum von Rotliegendem mit schwachen Spuren des obersten Carbon. Die Schlucht beim Tegernheimer Keller bezeichnet die unmittelbare Grenze gegen den Granit der böhmischen Masse.

Hier endlich läßt sich eine scharfe tektonische Grenze als Verwerfung, an der die reiche Schichtfolge der auflagernden Sedimente vom oberen Carbon bis zum oberen Jura in einem Winkel von 30—40° aufgebogen ist, nordwärts verfolgen. In der Fortsetzung fehlt häufig die paläozoische Zwischenlagerung und der Jura tritt unmittelbar an den Granit; zumeist sind die Schichten am Urgebirgsrand steil geschleppt und nördlich von Regenstauf ist der Jura sogar überkippt, ähnlich wie bei Voglarn. Noch weiter im Norden zersplittert sich die Verwerfung in mehrere Parallelbrüche und verschwindet dann unter den Tertiärbildungen der Bodenwöhrer Bucht.

Der Abbruch an der Donau und die Verwerfungen bei Regensburg sind aber nur die südlichsten eines großen Systems von Brüchen.

Die Grenze des älteren Gebirges zieht in zackigem Verlaufe gegen Nordwesten; sie wird nicht durch eine einheitliche Verwerfung gebildet, sondern eine Anzahl von Verwerfungen bezeichnet streckenweise den Rand und tritt an verschiedenen Stellen in das mesozoische Gebiet über, welches weithin bis in die Gegend von Kissingen, ja bis zur Rhön durch diese Brüche in längliche, ungleich breite Schollen zerstückelt wird. Die sorgfältigen Aufnahmen der bayrischen Geologen gestatten sie auf weite Strecken zu verfolgen. Bei im ganzen parallelen Verlaufe schwenken sie im allgemeinen nördlich von der Bodenwöhrer Bucht aus der nordwestlichen mehr zur nordnordwestlichen Richtung; häufig sind auch örtliche Ausbuchtungen, knieförmiges Abbrechen, Gabelungen, kleine und größere Quersprünge; hie und da finden an den Sprüngen Zerstückelungen der Schollen in kleinere linsenförmige Trümmer statt. Oft wird eine auskeilende Verwerfung von einer zweiten in paralleler Richtung fortstreichenden abgelöst.

Fast stets ist der südwestliche Flügel der gesenkte; sehr häufig sind die Ränder der gesenkten Scholle aufgebogen, an den Randspalten gegen das Urgebirge findet sich an mehreren Stellen überkippte Lagerung.

In der Bodenwöhrer Bucht greifen triadische und cretacische Bildungen tief in das Urgebirge ein. Der geradlinige nördliche Rand der Bucht wird durch die von Ammon und Thürach[1] als Amberger Spalte bezeichnete Verwerfung gebildet, welche bei Roding beginnend, die Grenze des Urgebirges bis jenseits des Naabtals bildet und sich, nachdem der Urgebirgsrand an der sogenannten Naabgebirgsrandspalte gegen Nordnordwest abbiegt, weit über Amberg hinaus in das Mesozoicum fortsetzt. Sie bildet die geradlinige Fortsetzung jenes Quarzganges, der unter dem Namen des Pfahles das Urgebirge bis zum Mühltale an der österreichischen Grenze durchsetzt und der

[1]) In Gümbel, Geognostische Beschreibung von Bayern, Bd. II, S. 610—640.

uns unten noch eingehender beschäftigen wird. Die gesamte Länge dieser merkwürdigen tektonischen Linie aus dem Granitgebiete von Aigen bis in den Jura nordwestlich von Amberg beträgt mehr als 200 *km*. Der strenge Parallelismus dieser geraden Linie mit dem Abbruche des Urgebirges an der Donau verdient besonders hervorgehoben zu werden.

Eine dritte Linie, an Ausdehnung und Bedeutung fast noch die des Pfahles und des Abbruches an der Donau übertreffend, beginnt noch östlich der Naab, überschreitet den Fluß bei Weiden und begrenzt gegen Südwest das Fichtelgebirge, den Frankenwald und den Thüringer Wald. Es ist der eigentliche Randbruch, dem die zahlreichen von Ammon und Thürach beschriebenen Parallelbrüche des nördlichen Bayern vorgelagert sind. Bei Leuchtenberg südsüdöstlich von Weiden befindet sich der Scheitel eines einspringenden Winkels im Urgebirgsrande. Ähnlich wie am Südrande der Bodenwöhrer Bucht greift auch hier der Keuper in horizontaler Lagerung über die vorragenden Urgebirgskuppen, welche durch das Naabtal von der Hauptmasse des bayrischen Waldes abgeschnitten werden.

Nordwärts von Leuchtenberg aber, im Scheitel dieses Winkels macht sich in den aufgeschleppten Schichten des Unter-Rotliegenden am Urgebirgsrande der erste Ansatz der Fichtelgebirgs-Randspalte bemerkbar. Das Rotliegende erscheint überhaupt an mehreren Stellen des Randes. Bei Erbendorf wurde sogar flötzführendes Obercarbon ausgebeutet. Bei Altenparkstein trifft man wieder das Phänomen der verkehrten Lagerung indem die Randspalte mit 65—70° bergwärts fällt und sich Gneis über Rotliegendes legt. Dasselbe wiederholt sich weit im Norden am Rande des Thüringer Waldes, wo auf lange Strecken hin Zechstein über Muschelkalk oder Buntsandstein geschoben ist.

Thüringen.

Da einzelne Brüche aus dem Urgebirge in den Jura fortsetzen, kann es auch nicht verwundern, daß eine einheitliche Verwerfung die verschiedenen Zonen des variscischen Horstes, quer auf das allgemeine Streichen durchschneidet. Zuerst begrenzt die Fichtelgebirgs-Randspalte die Gneise des bayrischen Waldes, dann schneidet sie die Phyllite und den Gneisaufbruch von Münchberg im Fichtelgebirge, dann das Culmplateau und die altpaläozoischen Schiefer des südwestlichen Thüringer Waldes quer auf ihr Streichen. Im nordwestlichen Thüringer Walde sind an ihr mächtige transgredierende Decken von Rotliegendem mit Porphyreinlagerungen, zugleich mit den Aufbrüchen von alten Schiefern und Graniten in die Tiefe gesunken. Zahlreiche parallele Verwerfungen begleiten den Hauptbruch, sowohl im Innern des Gebirges als auch in der mesozoischen Vorlagerung. Hier werden sie auch orographisch sehr deutlich, wenn Streifen von älteren Gesteinen als gestreckte Horste riffartig aus dem umgebenden weicheren Buntsandstein hervorragen, wie der Granit im sogenannten kleinen Thüringer Walde bei Schleusingen und der Zechstein am kleinen Dolmar bei Viernau.

Aber auch gegen Norden und Nordosten herrscht dieselbe Richtung in zahlreichen Störungen innerhalb der mesozoischen Überdeckung des variscischen Umrandungsgebietes. Am Nordostrande des Thüringer Waldes ist ebenso wie im Südwesten solch ein Bruch zum Randbruche geworden; er zieht von Eisenach gegen Ilmenau und das jüngere triadische Deckgebirge stößt an ihm ab. Ja die Senkung ist hier noch viel bedeutender; die Aufbrüche von Graniten und alten Schiefergesteinen unter der mächtigen permischen Decke des nordwestlichen Thüringer Waldes bezeugen, daß hier zwischen beiden Verwerfungen ein schmaler weit hervorragender Sporn von alten Gesteinen des Massives, mit dem bezeichnenden Nordost-Streichen stehen geblieben ist.

Der so aus dem umgebenden Lande durch die beiden Brüche scharf gesonderte Streifen setzt sich nach Nordwest über Eisenach hinaus in den Ringgau fort. Dieser Teil des Horstes fällt aber bereits der mitteldeutschen Decke von Muschelkalk zu.

Wir begeben uns nun zurück an die Nordseite des östlichen Thüringer-Waldes. Dem Rande der transgredierenden Decke gegen die variscisch gefalteten Gesteine folgt hier beiläufig die Trace der Eisenbahn, welche von Saalfeld gegen Ostnordost nach Weida südlich von Gera führt. Östlich von Saalfeld scheinen die Nordost-Südwestbrüche, welche am Rande des Horstes Buntsandsteine mit cambrischen Schiefern zusammengebracht haben, zu endigen; ihre Fortsetzung macht sich vielleicht noch innerhalb der Culmschiefer in den Nordwest-Südost gerichteten Erzgängen bei Kamsdorf bemerkbar.

Nördlich von der Strecke Saalfeld—Weida, jenseits eines schmalen Streifens von weißen Zechsteinfelsen, dehnt sich zunächst das waldige Buntsandsteingebiet aus; dann folgt das aus felsigen Muschelkalktreppen und aus den fruchtbaren Landstrichen des tiefer gelegenen Keupers bestehende Triasland, das bei Gotha, Erfurt und Weimar unter noch jüngeren Bildungen verschwindet. Die Grenze der älteren Gesteine ist hier durch Transgression bestimmt.[1]

Im Nordwesten von Naumburg zeigt der gleichfalls nordweststreichende Muschelkalkrücken der Finne einen Bau, der in vieler Hinsicht mit jenem des Thüringer Waldes, noch mehr aber mit dem des Ringgaues verglichen werden kann; er bildet die nordöstliche Umrandung der Thüringer Mulde.

Sachsen.

Bei Naumburg, Zeitz und Altenburg nähern wir uns dem westlichen Teile Sachsens und hier greift neben den beiden bisher erwähnten Elementen, nämlich dem variscischen Bogen und der transgredierenden Decke, ein drittes Element maßgebend in den Charakter der Landschaft, sowie in die Zusammensetzung des Landes selbst ein. Es sind dies die jungen Bildungen der norddeutschen Ebene. Sie bestehen in ihrem Untergrunde aus tertiären Schichten, zumeist aus blauen, festen, braunkohleführenden Tonen,

[1]) K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ost-Thüringens. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Preußen. Bd. V, Heft 4, 1884, S. 400—530.

und darüber breiten sich weite Schottermassen aus, deren Gesteine zum nicht geringen Teile aus Skandinavien und den baltischen Provinzen Rußlands durch das Eis herbeigetragen worden sind. Unter diese jüngeren Bildungen verschwinden nun allmählich nordwärts sowohl die Bruchstücke des variscischen Bogens, als auch die transgredierende Decke. — Im südlichen Sachsen, insbesondere dort, wo die nördlichen Ausläufer des Erzgebirges mit der jüngsten Decke zusammentreffen, sieht man die ersteren noch vielfach in den Einrissen der Flüsse oder als selbständige gerundete Kuppen aus der Ebene hervorragen. Die einzelnen Aufschlüsse in den Flußtälern gestatten auch noch den Südrand der Transgression beiläufig festzustellen. Es sind insbesondere die permischen Porphyre, welche da und dort, und zwar ziemlich weit nach Norden hin die Zusammensetzung des Untergrundes verraten. Auf der Oberfläche der Porphyrkuppen sieht man in der Gegend östlich von Halle die Richtung der Kritzen des nordischen Eises und seiner einstigen Bewegung.

Dieses Zusammentreffen der variscischen Grundgesteine im Süden, der postvariscischen Decke und der Trias im Westen und dann der jüngeren Bildungen, welche von Osten und Nordosten her hereinreichen, erzeugen hier eine große Mannigfaltigkeit von Höhenzügen und eine völlige Unbestimmtheit ihrer Abgrenzung gegen die Ebene. Den Süden bildet der alte Gneisstock des Erzgebirges, der von seiner ehemals reichen Erzführung den Namen trägt.

An den Gneis lehnen sich die Kohlenvorkommnisse von Zwickau, welche der Mittelpunkt eines reichen Industriebezirkes geworden sind, sie liegen zwischen den Gesteinen des Erzgebirges und des sächsischen Mittelgebirges. In den tiefen Tälern der von Löß und Lehm bedeckten hügeligen Hochfläche haben die eingehenden Studien zahlreicher Forscher die sattelförmige Aufwölbung dieser Gesteine zwischen den alten Schiefern erkannt. Nochmals erscheint in zahlreichen Aufschlüssen die permische Decke, aber ganz allmählich verschwindet das Bergland und verläuft es in die dicht bevölkerte Ebene und das Schlachtfeld von Leipzig.

Die Gesteine des Erzgebirges werden zwischen Dresden und Dippoldiswalde abgeschnitten durch den nordwestlich streichenden Graben von Döbeln, in welchen Rotliegendes versenkt ist. Östlich folgen die von der Elbe durchströmten Quadersandsteinmassen der Sächsischen Schweiz. Sie werden im Norden von dem Elbbruche begrenzt.

Sudetenausläufer in Schlesien.

Dem Rande der böhmischen Masse folgend, überschreiten wir die eben genannte Störungslinie etwa in der Gegend von Meißen und treten somit in das Gebiet der Sudeten ein. Die Lausitzer Granitmasse verschwindet gegen Norden in ebenso unbestimmter Weise bei Großenhain, Kamenz und Bautzen unter der Ebene, wie dies bei den älteren Felsarten an der Nordseite des Sächsischen Mittelgebirges der Fall war. Der Elbbruch ist westlich von Meißen verschwunden und können die weit im Nordwesten bei Riesa und

Strehla aus der Ebene hervorragenden Gneise und Granite dem Sudetengebiete zugezählt werden.

Erst jenseits Bautzen gewinnt der Außenumriß der Lausitzer Granitmasse Zusammenhang; paläozoische Gesteine treten auf; auch Spuren von Silur, welche den Nordrand begleiten und von der Neisse durchschnitten werden. In der Landschaft treten auffallend einzelne Basaltkegel hervor, einer der bekanntesten ist die Landeskrone bei Görlitz. Von hier bis in die Gegend westlich von Jauer sieht man nordwestlich streichendes paläozoisches Gebirge, welches, teilweise überdeckt von transgredierenden Lappen der postvariscischen Decke, in der Richtung von Lauban und Bunzlau gegen Nordwest unter die von Bober und Katzbach durchströmte Ebene hinabsinkt.

Von dem genannten Punkte zwischen Goldberg, Liegnitz und Jauer ändert sich der Charakter der Nordgrenze der Sudeten vollständig. Hier stellt sich wieder ein bedeutender Nordwestbruch ein, von mehr als 100 *km* Länge, welcher bis über die Gegend von Jauernig und Reichenstein hinausläuft und das Eulengebirge mit dem Reichensteinergebirge fast geradlinig gegen die schlesische Ebene abschneidet. Aus der Ebene tauchen recht ausgedehnte Kuppen des abgesunkenen Gebirges hervor und beleben die Landschaft. Die bedeutendste ist der 718 *m* hohe Zobten, auf halben Wege von dem Bruchrande gegen Breslau.

Am Ende des schlesischen Bruches, bei Ziegenhals, südöstlich von Weidenau, tritt aus der Ebene die paläozoische Außenzone der Sudeten. Es ist ein merkwürdiges Stück des Außenrandes, welches sich von hier nach Neustadt und von da mit plötzlichem Abrücken gegen Süd über Troppau gegen Hultschin erstreckt und welches wir vorläufig an der Landecke bei Oderberg, wo der Steilrand über dem linken Oderufer einen weiten Ausblick über das Land gewährt, enden lassen wollen. Auf dieser Strecke treten nämlich nacheinander mit dem erwähnten nördlichen Streichen die verschiedenen Stufen des sudetischen Devon und des Culm an den Rand heraus. An die letzteren schließt sich ostwärts das Kohlenbecken von Ostrau; gegen Süden und Osten verschwindet es unter dem Außenrande der Karpaten.

Gebiet von Ostrau und Krakau.

Die Erfahrungen auf österreichischem Gebiete haben ergeben, daß das wenig widerstandsfähige Kohlengebirge vor dem Eindringen des tertiären Meeres in die Niederung zwischen Sudeten und Karpaten außerordentlich tief erodiert worden ist; tiefe Täler sind mit den Sedimenten dieses Meeres, mit dem als „Schlier“ bezeichneten Tegel ausgefüllt worden. In großen Sandlinsen dieser Ablagerungen haben sich teils gesalzene, teils jodhaltige Wässer angesammelt. — Einförmig, wie die Ebene über Beuthen und Russisch-Polen hin auch erscheinen mag, so bietet sie doch eine große Mannigfaltigkeit und eine ganze Reihe von Transgressionen. Erst wenn man die mühsam gesammelten Erfahrungen und die Beobachtungen an vielen kleinen Aufschlüssen vereinigt, erhält man ein zusammenhängendes Bild, welches ein wenig unterstützt wird durch die noch zu erwähnenden Züge des Reliefs

Eine erste Transgression beginnt auch hier mit dem Rotliegenden, welches aber nur in wenigen Spuren in dem Gebiete von Krakau, bei Krzeszowice und Alwernia sichtbar ist. Weit breitet sich dagegen die Transgression des Buntsandsteins aus. Im Großen deutlich sichtbar folgt der Muschelkalk, hier ausgezeichnet durch die bekannten Galmeivorkommnisse. Er bildet eine Reihe niedriger, aber deutlich hervortretender Erhöhungen, welche von Krakau her in einem weiten, flachen Bogen über Beuthen und Tarnowitz bis Krappitz an der Oder (zwischen Oppeln und Kosel) zu verfolgen sind. Über dem Muschelkalk folgt der Keuper, bestehend aus roten Tonen, die sehr zur Versumpfung neigen; oft ausgezeichnet durch seine Eisensteine. Er folgt dem Höhenzuge des Muschelkalkes schon von Krakau her in der Richtung gegen Lublinitz und taucht noch viel weiter im Norden da und dort aus der Ebene. Den auffallendsten Zug im landschaftlichen Relief bildet aber die nun folgende Auflagerung der Juraformation. Die tiefsten Lagen sind allerdings auch weniger widerstandsfähig und nicht geeignet als Höhenzüge hervorzutreten, sie gehören dem braunen Jura an, denn Lias ist hier nicht vorhanden.

Als feste Mauer erhebt sich aber über dem braunen Jura der weiße Kalkstein des oberen Jura. Er beginnt schon südlich von Krakau innerhalb der äußeren gefalteten Zonen der Karpaten mit dem Kalke von Kurdwanow und erstreckt sich dann von dem linken Ufer der Weichsel gegen Czenstochau in Russisch-Polen. Die Kirche des bekannten Wallfahrtortes „Unserer lieben Frau von Czenstochau" krönt eine hervorragende Kuppe dieses Zuges; hier ist aber noch nicht das Ende des weißen Jura, sondern seine Ausläufer reichen noch weit nach Nordwesten über Landsberg und Weljun. Sie verschwinden allmählich in der Ebene, ebenso wie die anderen mesozoischen Zonen, welche alle bei Krakau einander genähert sind, gegen Nordwest aber immer breiter werdend auseinanderlaufen.

Völlig unabhängig von dieser regelmäßigen Folge bogenförmiger Schichtenzonen ist die nächste Transgression, welche wir bereits öfters angetroffen haben und noch häufiger innerhalb der böhmischen Masse antreffen werden; nämlich die Transgression der mittleren und oberen Kreide. Die Gesteine sind hier allerdings verschieden von den böhmischen. Die großen Sandmassen fehlen. Es sind Mergel, mit denen die Transgression beginnt und welche weithin unter dem Namen Opoka, dem Untergrund der einförmigen Ebene bilden. Von Osten her reichen sie bis an den Ostabhang des Jura von Czenstochau, ohne daß eine Spur der tieferen Glieder der Kreideformation sichtbar würde, welche doch in den Karpaten so reichlich vertreten sind. Die Kreideformation bildet auch die Höhen nördlich von Krakau und einen Teil des Untergrundes dieser in geschichtlicher Hinsicht, ebenso wie in Hinsicht der geologischen Mannigfaltigkeit ihrer Umgebung so merkwürdigen Stadt.

Aber noch viel weiter nach Westen zieht die Kreidetransgression über alle die früher genannten Zonen von Trias und Jura. Wer die Eisenbahn-

strecke bei Oppeln befahren hat, wird die tiefen Aufbrüche wahrgenommen haben, welche dort unter der Ebene bewerkstelligt werden; es wird daselbst der Zementmergel von Oppeln ausgebeutet. Die Kreide aber ist ihrerseits wieder bedeckt von den tertiären und glazialen Bildungen der Ebene, aus welchen da und dort noch ein vereinzeltes Basaltvorkommen hervortaucht.

In dem Lande östlich von Ziegenhals sind demnach folgende Elemente zu unterscheiden: 1. die devonische Außenzone der Sudeten mit dem Culm, welche über Ziegenhals, Troppau, Hultschin mit nördlichem oder nordnordwestlichem Streichen unter die Ebene hinabsinkt; 2. die Kohlenfelder von Ostrau, welche dem Culm auflagern; 3. die Zone von Rotliegendem bis zu den Kalken des oberen Jura bei Czenstochau; 4. die größere Transgressionsdecke der mittleren und oberen Kreide und 5. die miocänen und glazialen Bildungen; erstere tief eingelagert in vormiocäne Erosionstäler bei Ostrau und begleitet von vereinzelten Basaltaufbrüchen.

Wie unbestimmt auch die Grenze der böhmischen Masse gegenüber der norddeutschen Ebene erscheinen mag, so bieten sich doch in dem Landschaftsbilde deutliche Fixpunkte, deren jeder durch seine Eigenart ausgezeichnet ist. Ich nenne die eisgeschliffenen Porphyrhügel von Halle, den Basalt der Landeskrone bei Görlitz, die breite, weithin sichtbare Masse des Zobten als Vorlage des Eulengebirges, den Aussichtspunkt über der aus Culmschiefer aufgebauten Oderuferkante der Landecke bei Ostrau und die steilen weißen Kalkwände der Wallfahrtskirche von Czenstochau. Nun begreift man auch wie im Osten die Eisensteinbaue begrenzt bleiben auf die devonischen Falten der Sudeten, die Kohlenflötze auf das von der Ebene bedeckte Carbongebiet, die Zinkerze auf die Transgression des Muschelkalkes; während Salz und Gyps und Jodwässer der jüngsten miocänen Überflutung zufallen, welcher auch die Salzflötze von Wieliczka und Bochnia innerhalb des Saumes der Karpaten angehören. Es ist als ob die geringe Mannigfaltigkeit der äußeren Gestaltung, welche die Natur in diesem Winkel zwischen Sudeten und Karpaten darbietet, aufgewogen werden solle durch die Mannigfaltigkeit ihrer Gaben.

Grenze gegen die Karpaten bei Weißkirchen.

An dem bereits öfters genannten Ostende der zusammenhängenden Masse der Sudetengesteine, an der Landecke, erscheinen vor unseren Blicken jenseits der Oderniederung die nahen Höhenzüge der Beskiden. Wir sind hiemit wieder vor das Angesicht der alpinen Ketten getreten, die wir an der Donau verlassen haben. In der breiten Niederung des Odertales zwischen Sudeten und Karpaten führt die Nordbahn von Ostrau gegen Wien, zunächst vorbei an dem Wald von Schloten der Witkowitzer Eisenwerke, deren Feuerschein des Nachts die Landschaft weithin erhellt. Die Oder aufwärts führt die Bahn zur europäischen Wasserscheide; geringe Aufschlüsse nächst der Strecke, welche unter der tertiären Ebene noch hie und da hervortauchen, beweisen, daß die Niederung der flachen Wasserscheide noch dem

Gebiete der devonischen Kalke zufällt. Zur Linken erheben sich die waldigen Vorberge der Karpaten; ihnen entströmt bei Weißkirchen schon südwärts gewendet die Beczwa, welche bestimmt ist, künftighin das Haupt der geplanten Schiffahrtskanäle zu speisen.

Die flache, aus Ackerland mit zerstreutem Buschwerk bestehende Wasserscheide aber liegt, ebenso wie der obere Oderlauf, noch ganz im Gebiete der Sudeten, ganz nahe dem Karpatenrande. Zwischen Weißkirchen und Leipnik tritt eine größere Partie von Grauwackenbildungen des Culm auf das linke Gehänge des Tales und bildet die steil zur Beczwa abfallenden Gehänge des Malinikwaldes. In den Steinbrüchen von Pohl und Kunzendorf an der Wasserscheide nordöstlich von Weißkirchen sind noch Calamiten und andere Pflanzenreste des Culm gefunden worden.

Hier ist die Stelle erreicht, wo die gegen Schluß der Carbonzeit aufgerichteten Sudeten und die in viel späterer Zeit, nämlich noch im mittleren Tertiär gefalteten Karpaten unmittelbar aneinander treten.

Die Furchen der Oder und der Beczwa fallen nicht mit dieser Grenze zusammen, sondern liegen, wie gesagt, noch in den Sudeten; nur das Quellbächlein der Beczwa entströmt den Karpaten. Kein Tal, keine Furche, kein auffallender Absatz im Gehänge verrät in der Landschaft diese bedeutsame geologische Scheidelinie, sondern wohlbebaute Felder, Obstgärten und Waldland sind verhüllend darüber gebreitet. Östlich von hier liegt das nicht nur durch den Bau, sondern auch durch die Schichtfolge völlig verschiedene Gebiet der Karpaten. Hier ist die mächtige Sandsteinzone aus Sedimenten der älteren und oberen Kreideformation und dem unteren Tertiär aufgebaut, das ist aus Sedimenten, welche in dem ganzen Gebiete der böhmischen Masse unbekannt sind. Alttertiäre Menilitschiefer treten sehr mangelhaft aufgeschlossen bei Weißkirchen am nächsten heran an Devonkalk und Culm. Unweit davon befinden sich einige kleine Reste von mürbem Sandstein und Kalkconglomeraten mit miocänen Fossilien über den sudetischen Bildungen.

Südöstliche Grenze.

Wenig unterhalb Leipnik erreicht die Beczwa bei Prerau die aus Lehm und jungem Schotter zusammengesetzte Marchebene. Als breite Bucht, die Bucht von Olmütz, setzt sich diese Ebene tief in die Sudeten fort. An vielen Punkten ragen die Sudetengesteine aus der Ebene als kleinere Kuppen hervor. Die Verteilung der miocänen Sande und Kalke beweist überdies, daß die Bucht von Olmütz und zum mindesten die hervorragendsten ihrer Seitentäler bereits zur Tertiärzeit bestanden haben.[1]

Vom Westrande der Olmützer Bucht bei Wischau ausgehend, der flachen Mulde zwischen dem Abfalle des Culmplateaus und den hügeligen Vorbergen der Außenzone der Karpaten folgend und die fast unmerkliche Wasserscheide zwischen dem Gebiete der March und der Zwittawa über-

[1] E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII. 1893, S. 399—566.

schreitend, gelangt man bald in die Grenzregion des Sudetengebietes gegen Westen. Devonkalk und Culm sinken bei Lösch östlich von Brünn unter die tertiäre Ebene hinab, gegen Westen brechen sie scharf ab an dem Syenit der Brünner Eruptivmasse, welche, nördlich von Boskowitz beginnend, sich gegen Süden allmählich verbreitert und, südlich von Brünn in zahlreiche breite Kuppen aufgelöst, allmählich bedeckt wird von Löß und Miocän. Noch jenseits der südwestlichsten Ausläufer der Brünner Eruptivmasse bei Mislitz erscheinen Spuren von Rotliegendem als letzte Ausläufer des langen, bogenförmigen Zuges, der oben als Boskowitzer Furche bezeichnet und im Verein mit dem Elbbruche als Grenzlinie zwischen dem Sudetengebiete und dem böhmischen Massiv im engeren Sinne erklärt wurde; kleinere isolierte Streifen von Devonkalk begleiten diesen Zug an seinem Ostrande bis in die Gegend von Mislitz. Noch östlich von Mislitz bei Hosterlitz befindet sich ein schmaler nordnordost-südsüdweststreichender Zug von Culmschiefer und Grauwacke. In seiner geradlinigen Fortsetzung tauchen östlich von Znaim bei Rausenbruck im Tale der Thaya nochmals Arkosesandsteine und Quarzgrauwacken auf, welche dem Unterdevon angehören.

Hiemit verlassen wir das Gebiet der Sudeten, welches wir mit Überschreiten des Elbbruches bei Meißen betreten haben, und befinden uns wieder innerhalb des südlichen Urgebirges.

Schon südlich von Brünn ist die gegenüber liegende Außenzone der Karpaten immer mehr hinabgesunken unter die Miocänbildungen, welche einerseits ihre Ausläufer weit nach Norden entsenden in das Gebiet der Zwittawa und über Gewitsch in Mähren hinaus, anderseits aber im südlichen Mähren und im angrenzenden Niederösterreich sich weit ausbreiten in der großen Bucht des außeralpinen Wiener Beckens.

Wenn man aber von den südlichen Höhen der Brünner Eruptivmasse den Blick nach Südwesten richtet über die Ebene gegen den jenseits des Marchfeldes in blauer Ferne verschwimmenden Zug der kleinen Karpaten, stellen sich dem Beschauer einige nähere Berggruppen mit zackigen Konturen entgegen, in deren bereits durch die Ferne gedämpftem Grün einzelne weiße Flecken als ferne Steinbrüche erraten werden. Ihre Zusammensetzung ist dieselbe wie jene des Höhenzuges von Czenstochau und wie die der Vorkommnisse in der Gegend von Ortenburg in Bayern, welche dort am Granit abgesunken sind. Es sind isolierte Klippen von Jurakalk, welche Partsch vor vielen Jahren die Inselberge genannt hat. Das Mittelalter hat die schroffen Berge benutzt, um, wie auf die devonischen Kalksteine im mittleren Böhmen, hier auf den Jurakalk die Burgen zu setzen. Die Maydenburg bei Pollau, die Burg Klentnitz, der Schloßberg von Nikolsburg, Falkenstein, bereits in Niederösterreich, die auf einem einzelnen Felsen pittoresk aufragende Ruine von Staatz und die Ernstbrunner Berge bezeichnen diesen unterbrochenen Zug von Jurakalken. Hier und da ist den Juraklippen obere Kreide mit Belemniten und Inoceramen angelagert.

Noch weiter im Süden aber, in der Nähe von Stockerau, erhebt sich der **Waschberg** (394 *m*) ganz hart am Rande der karpatischen Zone. Am Ostabhange des Berges, der aus von Löß und Lehm bedeckten Lehnen aufsteigt, sind in zahlreichen Aufrissen horizontal gelagerte Nummulitenkalke, Mergel und Sande des Eocän aufgeschlossen, welche reichlich Gerölle und große Blöcke von Granit und Gneis enthalten; die Granite sind denen ähnlich, welche bei Eggenburg den Rand des zusammenhängenden Urgebirges bilden, und die Gneise gleichen denen von Znaim. Auf der schütter bewaldeten Höhe des Waschberges wurden zuerst von Stur flache Kuppen von anstehendem Granit nachgewiesen. Der Waschberg bei Stockerau bildet den äußersten südöstlichen Eckstein der böhmischen Masse.

Deutlich sieht man von seinen Höhen, wo man auf ungestörtem Eocän steht, den gefalteten Flysch in den Steinbrüchen, welche an der Bahnstrecke bei Klosterneuburg jenseits der Donau über die bewaldeten Auen herüberblicken und den inneren Aufbau des Nordendes des Wiener Waldes enthüllen. Noch näher reicht der Flysch an den Waschberg heran am linken Donauufer, am Bisamberge bei Korneuburg und in seiner nördlichen Fortsetzung; auch dort sind seine Faltungen in weithin sichtbaren Steinbrüchen aufgeschlossen. Der Gegensatz zwischen beiden fast unmittelbar aneinander gerückten großen geologischen Einheiten ist hier noch schärfer und auffallender als an den Berührungspunkten bei Weißkirchen oder bei Ostrau und Krakau.

Die miocäne Überflutung des außeralpinen Wiener Beckens greift über tiefer liegendes Urgebirge, welches sich gegen das alpine System allmählich herabneigt. Das Gebiet kann dem Tertiärlande verglichen werden, welches sich in Bayern zwischen den Alpen und dem Abbruche des bayrischen Waldes längs der Donau ausbreitet. In dem abgesunkenen Teile sind dort an kleineren Brüchen und unmittelbar am Abbruche Partien von braunem und weißem Jura nebst Kreide erhalten geblieben. In Niederösterreich ragen aus der Ebene, parallel dem Gebirgsrande, die gleichen Jura- und Kreidebildungen als Klippen hervor.

Bei Znaim verursacht das tief eingeschnittene Thayatal eine Ausbuchtung der Gneisgrenze gegen Osten. Bei Eggenburg sind es massige und flaserige Granite, die mit ihren charakteristischen Formen und Blockgruppen flachhügelige Ausläufer in die Ebene entsenden (Fig. 1) und die Strecke der Nordwestbahn, die von Tulln heraufkommend gegen das Plateau des niederösterreichischen Waldviertels ansteigt, schneidet bald eine Granitkuppe an, bald läuft sie wieder über tertiäre Sande und Tegel in wiederholtem Wechsel. Die gerundeten Granitkuppen von Limburg bei Meißau weisen auf die Arbeit der miocänen Strandwogen und an einzelnen Stellen kann man nach Entfernung des auflagernden Sandes die Balanen noch in großer Menge am Granite aufsitzen sehen. Westlich von Eggenburg greift eine große Bucht von älterem Miocän über Horn hinaus tief in das Urgebirge.

Bei Zöbing, wo der Kampfluß aus dem Hügellande tritt, liegt auf einer Anhöhe eine Scholle von Rotliegendem auf Gneis, ein spärlicher Rest

der zusammenhängenden Bedeckung, wie wir sie sonst an mehreren Stellen antreffen werden. Gegen die Donau zu gesellen sich zur tertiären Hülle des Randes noch besonders mächtige Lößmassen. In den Weinbergen bei Etzdorf am Steilrande des Donautales, dem „Wagram“, kommen unter der Lehmdecke auf einer längeren Strecke in spärlichen Aufschlüssen noch einmal Amphibolite, Glimmerschiefer und Gneise hervor.

Bei Krems tritt die Donau aus ihrem Einschnitte im Urgebirge, aus dem freundlichen Wachautale. Am jenseitigen Ufer sieht man das große Gebäude des Stiftes Göttweih über Granulitbergen emporragen. Diese gehören bereits der Berggruppe an, in welcher bei St. Pölten die böhmische

Fig. 1. Blick von den Granitkuppen des Randes der Masse bei Eggenburg auf das außeralpine Tertiärbecken. Im Hintergrunde die Orte Stoitzendorf und Röschitz.

Masse neuerdings knapp an den Außenrand der Alpen heranrückt und von der unsere Betrachtung der Umrandung ihren Ausgang genommen hat.

Übersicht und Einteilung des Stoffes.

Wo die Grenzen der Masse nicht unbestimmt in das umgebende Miocän verlaufen, wo sie wahre tektonische Grenzen und durch Brüche bestimmt sind, folgen sie beiläufig der nordwestlichen Richtung. Der Westrand von Passau bis zum Thüringer Wald gehört einem Systeme von Störungen an, das einerseits die große mesozoische Tafel des südlichen Deutschland zum Niedersinken bringt und anderseits sich fortsetzt über den Thüringer Wald hinaus mit mancherlei örtlichen Abweichungen, aber mit Beibehaltung der Hauptrichtung bis Ibbenbühren am Nordwestende des Teutoburger

Waldes. LEPSIUS hat die Wichtigkeit dieses Systemes dadurch zum Ausdrucke gebracht, daß er nach der Linie Passau—Ibbenbühren eine Zweiteilung des ganzen deutschen Gebietes in geologischer Hinsicht vorschlug.[1] Dieselbe Richtung wiederholt sich an der Nordostseite des Thüringer Waldes und in dem langen geradlinigen Abbruche des Katzbach- und Eulengebirges, der die Umbiegung der Sudetenfalten durchschneidet.

Im östlichen Thüringen wird die Grenze durch die Transgressionslinie von Zechstein und Trias bestimmt. In Sachsen verschwinden die variscischen Falten allmählich unter der Ebene und auch im schlesisch-galizischen Kohlenreviere ist die Grenze keine tektonische.

Auch der ziemlich einheitliche Rand von der Landecke bei Mährisch-Ostrau bis in die Gegend von St. Pölten, welcher mit dem Saume der Karpaten den gleichen schwach bogenförmigen Verlauf einhält, verrät nichts von tektonischen Linien, welche für seine Richtung bestimmend wären. Die Grenze zwischen den Sudeten und dem südlichen Urgebirge tritt bei Mislitz schiefwinkelig an den Rand und auch weiter im Süden wird man vergeblich nach Anzeichen einer Zertrümmerung suchen, welche den fränkischen Brüchen des Westrandes vergleichbar wäre. Nur die Juraklippen und der Granitaufbruch vom Waschberge bei Stockerau lassen vermuten, daß sich unter der miocänen Decke im unmittelbaren Vorlande des Karpatensaumes ein tiefer gelegenes, vielleicht abgesunkenes Stück des alten Gebirges befindet.

Die begrenzenden Brüche haben nichts zu tun mit dem Streichen der variscischen Falten, ebensowenig wie der Elbbruch. Dieser taucht bei Meißen, wie erwähnt, zuerst aus der Ebene. Seine Richtung ist weniger nördlich als die der fränkischen Brüche und fällt auffallend zusammen mit der Richtung des Nordrandes des Harzes, welcher jedoch im verkehrten Sinne verwirft, indem dort der Nordflügel, hier jedoch der Südflügel gesenkt ist.

Schon aus dem bisher Gesagten kann man ersehen, daß im Gegensatze zu den jungen Kettengebirgen das Streichen der variscischen Faltenzüge weder im Umrisse der alten Gebirgsruine, noch in der Anordnung des Flußnetzes und kaum noch in der Richtung der kammartigen Erhebungen zum Ausdrucke kommt. Die jungen Brüche im Vereine mit den Transgressionen sind bestimmend gewesen für das gegenwärtige Gesamtbild.

Dem Elbbruche verdankt die breite Kreideniederung, durch welche die Elbe die Wässer der Innenseite der Sudeten herausführt, ihre Entstehung. Der Eger ist ihr Lauf vorgezeichnet durch den Erzgebirgsbruch. Im Südwesten verhindert der nahe tektonische Abbruch des Gebirges gegen die Donau das Zustandekommen eines größeren Systemes von Nebenflüssen für diesen Strom. Die linksseitigen Nebenflüsse der Moldau kommen von der ebenfalls recht weit nach außen gerückten Wasserscheide des fränkischen Randes, während die plateauartige, ungegliederte Urgebirgsmasse im Osten eine recht regelmäßige Verteilung der Abflüsse, einerseits zur Moldau und anderseits zur March und Donau, aufweist. So kommt die oft betonte bei-

[1]) LEPSIUS. Geologie von Deutschland, I., 1887—92. S. 391.

läufige Symmetrie des böhmischen Flußsystems zu stande, dessen Axe die Moldau bildet. Man ersieht auch, daß die Umschließung Böhmens, welche zur Vorstellung eines ehemaligen Sees Veranlassung gab, auf drei Seiten durch tektonische Richtungen hervorgerufen ist.

Bei der Wanderung um den Rand der böhmischen Masse wurden bereits zahlreiche Einzelheiten erwähnt, welche erst der näheren Betrachtung der Teile zufallen sollten, die innerhalb der Masse sich naturgemäß voneinander trennen. Die Betrachtung wird ausgehen vom südlichem Urgebirge, dem ältesten, wichtigsten und noch am wenigsten erforschten Teile der böhmischen Masse. Die folgenden Kapitel behandeln die alten Sedimentärgebilde in der Mitte der Masse, und zwar zunächst den paläozoischen Graben im Südwesten von Prag und die umgebenden vorcambrischen Schiefergebiete, dann die weiter gegen Nordwest folgende postvariscische Transgression von Carbon und Rotliegendem und die Kreide des Elbetales, die Braunkohlenbecken und vulkanischen Gebiete des Nordwestens und Nordens; den Schluß bildet die nördliche Umrandung, bestehend aus dem Erzgebirge und den Sudeten. Die Behandlung des Gegenstandes wird von Fall zu Fall eine verschiedene sein müssen. Das archäische Gebiet wird gewisse allgemeine Betrachtungen über die ältesten Felsarten erfordern. Die eigentümliche Lage der politischen Grenze in den Sudeten, welche bei Zittau die ganze Breite des Gebirges an Sachsen und Preußen weist, dann dasselbe in der verschiedensten Weise durchschneidet und im Osten die ganze Breite nach Österreich fallen läßt, zwingt dazu, hier noch mehr als in anderen Abschnitten die benachbarten Teile Deutschlands in die Besprechung einzubeziehen.

II. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge.

Ältere Forschungen. — Allgemeine Bemerkungen über kristallinische Schiefergesteine. (Anogene und katogene Metamorphose, Orthogneise und Paragneise.) — Das Donau-Moldaugebiet, Orthogneise und Granulite. — Niederösterreichisches und mährisches Gebiet, die Zone der Schiefergneise und Glimmerschiefer am Ostrande des Donau-Moldaugebietes und die Zone der Graphite. — Gebiet der oberen Moldau. — Der Böhmerwald und das bayrische Grenzgebirge. — Gebiet der mittleren Moldau bis zum Eisengebirge. — Granitstöcke. — Ganggesteine. — Alter der Granitstöcke. — Basische Stöcke. — Der Bau des Donau-Moldaugebietes.

Ältere Forschungen.

Wiederholte, lang andauernde Abtragung hat in dem alten Horste der böhmischen Masse die kristallinisch-schiefrigen und die massigen Felsarten bloßgelegt, welche, als die tiefste bekannte Unterlage des Schichtsystems, als sogenanntes „Grundgebirge“ auf der ganzen Erde annähernd denselben

Charakter zeigen. Sie bilden die höchsten Aufragungen der nördlichen und südlichen Umrandung und liegen ebenso auf weite Strecken in den Tiefen und Ausläufern der Masse zu Tage. Vor allem aber breiten sie sich, abgesehen von einigen tertiären Denudationsresten, unverhüllt über den ganzen Süden der Masse aus. Sie umfassen das böhmisch-mährische Hochland, den Norden von Ober- und Niederösterreich, an mehreren Punkten übergreifend über die Donau, dann das ganze Gebiet der oberen Moldau und die böhmisch-bayrischen Grenzgebirge. Mit den Grenzen gegen die Kreide im Norden, gegen die Bruchlinien im Südwesten und gegen das Tertiär im Süden und Südosten, ferner mit der fast geradlinigen Granitgrenze gegen das mittelböhmische Urschiefergebiet von Böhmisch-Brod bis Klattau, nehmen sie ein schief rautenförmiges Gebiet ein, das aber im nördlichen Böhmerwalde einen Anhang besitzt und sich mit gleichbleibendem Gesteinscharakter über die Tiefenlinie der Wondreb bei Waldsaßen hinaus bis ins Fichtelgebirge fortsetzt.

Verschiedene Umstände erschweren die Schilderung dieses Gebietes. Zwar gehört es zu den schönsten Erfolgen der neueren Naturforschung, daß es ihr gelungen ist, nun auch einiges Licht zu bringen in die Frage nach der Entstehung jener Gesteinsbildungen, die unter Verhältnissen entstanden sind, welche so völlig verschieden sind von den uns durch unmittelbare Beobachtung zugänglichen, und welche nur durch besondere Untersuchungsmethoden und Herbeiziehung mancher Erfahrungen aus chemischen und physikalischen Gebieten erschlossen werden können. Die kristallinischen Schiefergesteine waren ja seit Hutton und Werner, d. i. seit den ersten Anfängen der wissenschaftlichen Geologie, ein Tummelplatz der verschiedenartigsten Theorien gewesen, welche sämtlich bestrebt waren, den anscheinenden Widerspruch aufzuklären zwischen der holokristallinen mineralogischen Zusammensetzung, die jener der Eruptivgesteine verwandt ist, und der Parallelstruktur, die man nur als Folge eines chemischen oder mechanischen Absatzes zu verstehen vermochte. Nun wird wohl ziemlich allgemein anerkannt, daß die Parallelstruktur der kristallinischen Schiefer nicht mit der von Schichtgesteinen unmittelbar zu vergleichen ist und daß Massengesteine und Sedimente zugleich mit der Umbildung der mineralogischen Bestandteile durch eine unter Druck und erhöhter Temperatur vor sich gegangene Metamorphose ein gleichartiges äußeres Gepräge erhalten haben, daß das Grundgebirge auf der ganzen Erde die weitgehendsten Lagerungsstörungen erlitten hat und das, was nun als konkordante Überlagerung erscheint, durchaus nicht maßgebend sein muß für die Altersverhältnisse der einzelnen Glieder.

Die erste übersichtliche Aufnahme des weiten südböhmischen Gebietes stammt aber aus Zeiten, in welchen man ohne einheitliche Auffassung, noch nicht geleitet durch bestimmte Vorstellungen, nur tastend versuchte, eine grobe Gliederung in den mannigfachen Wechsel der reichen Gesteinsserie zu bringen. Die Methoden der mikroskopischen und optischen Gesteinsuntersuchung, auf

welchen ja in erster Linie die Fortschritte der modernen Petrographie beruhen, waren damals von SORBY eben erst in Angriff genommen worden und hatten noch nicht allgemeine Verbreitung erlangt.

Anfangs der Fünfzigerjahre, gleich nach der Gründung der geologischen Reichsanstalt, wurde die Aufnahme der kristallinischen Gebiete nördlich der Donau begonnen.[1] LIPOLD und PRINZINGER hatten die Aufgabe, eine Übersicht des niederösterreichischen und oberösterreichischen Anteiles zu liefern, schon im Verlaufe eines Sommers mit großem Eifer erledigt. Ein Teil des Gebietes, die Umgebung von Horn und Krems, war bereits früher von CŽJŽEK aufgenommen worden, einem vortrefflichen und höchst gewissenhaften Beobachter, durch dessen Fleiß auch die Berge südlich der Donau bei St. Pölten eine kartographische Darstellung erfahren haben, die bewunderungswert ist in Bezug auf die Genauigkeit der Einzelheiten. Die oberösterreichischen Granitgebiete zugleich mit den angrenzenden Teilen Böhmens sind später (1853) von PETERS noch einmal durchforscht worden.

1853 wurden auch bereits die Aufnahmen im südlichen Böhmen von mehreren Hilfsgeologen unter CŽJŽEKS Leitung in Angriff genommen. Diesen Arbeiten verdanken wir vor allem FERDINAND V. HOCHSTETTERS übersichtliche und gedankenklare Studien aus dem Böhmerwalde sowie die Schilderungen des südlichen Böhmens, der weiteren Umgebungen von Budweis, Pisek und Bergreichenstein durch die sorgsamen Beobachter JOKÉLY, ZEPHAROVICH und LIDL. Zu gleicher Zeit hatten FOETTERLE und WOLF im Auftrage des geognostischen Wernervereines in Brünn das ganze westliche Mähren in wenigen Sommern aufgenommen.[2])

Erst etwas später, nach erfolgter Aufnahme des mittelböhmischen Paläozoicums wurden die nördlichen und östlichen Teile des böhmischen Urgebirges von STUR und ANDRIAN durchforscht.

Auch die Aufnahmen im benachbarten bayrischen Anteil des südlichen Urgebirges stammen bereits aus alter Zeit; sie wurden unter GÜMBELS Leitung ungefähr gleichzeitig mit den Arbeiten im benachbarten böhmischen Gebiete vorgenommen, jedoch in größerem Maßstabe und mit einem bedeutenderen Aufwande von Arbeitskräften. Die im Jahre 1868 erschienene geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges, enthielt den ersten auf einer bestimmten theoretischen Voraussetzung beruhenden Versuch, eine stratigraphische Gliederung in die alten Gneismassen zu bringen.

GÜMBEL[3]) dachte sich nicht nur die Glimmerschiefer und Gneise, sondern auch die Lagergranite direkt durch Sedimentation entstanden; ohne eine spätere Metamorphose erlitten zu haben, sollten diese Absätze durch einen als „Diagenese" bezeichneten Vorgang aus einem ursprünglich magmen-

[1]) Die betreffenden Arbeiten sind in den älteren Jahrgängen des Jahrbuches der k. k. geologischen Reichsanstalt enthalten.

[2]) Jahresbericht des Wernervereines, Brünn 1856.

[3]) C. W. GÜMBEL. Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha, 1868.

artigen Zustande in den kristallinischen übergegangen sein. Er unterschied zwei Hauptstufen oder Stockwerke im Urgebirgssysteme des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges: zunächst die obere, herzynische Gneisstufe. Sie umfaßt bei weitem den größten Teil des Gebietes und besteht aus glimmerreichen Biotitgneisen von wechselnder Textur, sogenannten Schuppengneisen und Perlgneisen, und auf weite Strecken nehmen cordierit(dichroit)führende Gneise sehr überhand; sowohl am Fuße des künischen Gebirges bei Eisenstein als auch weiter im Norden gegen das Fichtelgebirge bei Tirschenreuth gehen sie allmählich in die hangenden Glimmerschiefer über. Die herzynischen Gneise sind ausgezeichnet durch Einlagerungen von Amphibolit, Granulit, Serpentin, kristallinischem Kalk und Graphitschiefer.

Im Gegensatze hiezu besteht das untere, das bojische Gneisstockwerk Gümbels aus ziemlich einförmigen Gesteinsmassen ohne solche Einlagerungen. Es sind die sogenannten bunten Gneise mit häufigen Übergängen in granitische Modifikationen und Einschaltungen von Lagergranititen. Sie umfassen zwei weniger ausgedehnte Gebiete am äußersten Südwestrande des Massivs und aus dem allgemeinen Einfallen dieser Gneise gegen Nordost, d. i. gegen das Innere des Gebirges, wurde auf ihr höheres Alter geschlossen. Das erste der beiden Gebiete umfaßt den Urgebirgsvorsprung zwischen Cham, Naaburg und Hirschau unmittelbar nördlich von der großen Amberger Verwerfung. Das zweite bildet einen ziemlich schmalen Streifen am Urgebirgsrande längs der Donau vom Aschatale bei Straubing bis Hofkirchen bei Vilshofen; hier wird der bunte Gneis fast verdrängt durch die Zwischenlagen eines mittelkörnigen Gneises mit dunkelgrünem Glimmermineral, dem sogenannten Winzergneis, der wieder an vielen Stellen in den Winzergranit übergeht und sich auch weit über das bojische Gebiet hinaus bis über Donaustauf jenseits der Walhalla erstreckt.

Die Gümbelsche Einteilung hat nur ganz örtliche Bedeutung und kann gewiß nicht einmal für die Gneise in anderen Teilen der böhmischen Masse in Anwendung gebracht werden. Die Übergänge zwischen den bunten Gneisen und Graniten und deren inniger Zusammenhang in Bezug auf den Mineralbestand, den Kalkowsky[1]) nachgewiesen hat, dürfte heute wohl von der Mehrzahl der Forscher dahin ausgelegt werden, daß die bunten Gneise einschließlich der Lagergranite als einzige Erstarrungsmasse von wechselnder Textur zu betrachten seien; die Winzergranite und Winzergneise können auch kaum anders gedeutet werden.

Gar manche kleinere Lokalbeschreibungen sowie petrographische und mineralogische Notizen aus diesen Urgebirgsgebieten sind in späterer Zeit erschienen. Besondere Erwähnung verdienen Beckes[2]) Beschreibungen der

[1]) E. Kalkowsky. Über Gneis und Granit des bojischen Gneisstockwerkes im Oberpfälzer Waldgebirge. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Stuttgart, Jahrg. 1880, Bd. XXIX.

[2]) F. Becke. Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Bd. IV. N. F. Wien, 1882, S. 189—264 u. 285—408.

kristallinischen Schiefer und der Eruptivgesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel als die ersten auf modern wissenschaftlicher Grundlage beruhenden Studien, welche das südliche Urgebirge der böhmischen Masse betreffen.[1])

Beckes Untersuchungen in der Gegend von Krems, Horn und Gföhl ergaben die Unterscheidung von drei wohlcharakterisierten Gneisstufen. Die anscheinend höchste Stufe nehmen die von Becke als zentrale Gneise bezeichneten Gesteine der Umgebung von Gföhl ein; es sind klein- bis mittelkörnige Gneise, nicht reich an Biotit, mit kurzflaseriger oft auch richtungslos-körniger und feinkörnig granitischen Textur; bezeichnend sind die mikroperthitischen Feldspate, vorwiegend Orthoklase, und als akzessorische Bestandteile die selten fehlenden rotbraunen Pünktchen von Granaten in den zart gefleckten, grauweißen Gesteinsmassen; ferner wird ein kurzsichtiges Auge selten die Lupe benötigen, um die zart streifigen weißen Flecken von Fibrolith auf dem wenig ausgeprägten Hauptbruche wahrzunehmen; bezeichnend ist ferner noch der Übergang dieser Gesteine in Granulitgneise durch Zurücktreten des Glimmers und Zunahme der plattigen Schieferung.

Diese an amphibolitischen Einlagerungen relativ arme Serie wird unterteuft von den Gesteinen der mittleren Stufe, welche in einem breiten Bogen von Fuglau über Rosenburg dem Kamptale folgend bis Krems an der Donau das Gebiet der Gföhler Gneise umschließen. Hier erscheinen grobschuppige oder grobflaserige, oft zweiglimmerige Gneise, sehr wechselnd im Korne und namentlich gegen Osten in grobschuppige Gneisglimmerschiefer übergehend. Granat fehlt selten und auch Fibrolithgneise werden häufig angetroffen. Verschiedenartige Hornblende- und Augitgesteine, Serpentine, ferner Granulite und schmälere Streifen von Gesteinen, welche denen der oberen Gneisstufen gleichen, sowie auch beschränktere Vorkommnisse von kristallinischen Kalken bilden die Einschaltungen in dieser mannigfachen Serie, welche als die Gruppe der Schiefergneise zusammengefaßt wurde.

Noch weiter im Osten erscheinen jenseits eines Zuges von Glimmerschiefern im Gebiete des Manhartsberges plattig schieferige Augengneise, reich an weißem Glimmer; ihr gleichförmig westliches Einfallen läßt auf noch tiefere Lagerung im System schließen. Wie sich später zeigen wird, ist die Grenze zwischen den Schiefergneisen und diesen Liegendgneisen eine der wichtigsten tektonischen Grenzlinien im kristallinischen Gebiete des Ostrandes.

Allgemeine Bemerkungen über kristallinische Schiefergesteine. (Anogene und katogene Metamorphose, Orthogneise und Paragneise.)

Die folgende längere Abschweifung auf theoretisches Gebiet möge der Leser entschuldigen; sie soll die Gesichtspunkte klarlegen, welche den

[1]) Ich verweise bei dieser Gelegenheit auf zahlreiche kleinere, das böhmische und mährische Urgebirge betreffende Schriften petrographischen und mineralogischen Inhaltes von Barvíř, Slavík, Slavík, Sillensky, Daněk u. a. in den neueren Jahrgängen der Sitzungsberichte der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften.

Verfasser bei der Betrachtung und Einteilung der einzelnen Urgebirgsgebiete und Gesteinsgruppen geleitet haben.

Gewiß entspricht die von Gümbel nachgewiesene konkordante Überlagerung von Phyllit über Glimmerschiefer und von diesem über Gneis einer allgemeinen, in allen ausgedehnteren Urgebirgsdistrikten der Erde bestätigten Erfahrung. Jedoch kommt in diesem regelmäßigen Wechsel der Beschaffenheit und der Mineralausbildung nicht eine Funktion des Alters zum Ausdruck, sondern es spiegelt sich darin die verschiedene Art der Metamorphose, welche die Gesteine in verschiedenen Tiefenlagen der Erdkruste erlitten haben. In den höheren Lagen, in welchen der durch Gebirgsdruck erzeugten Bewegung ein größerer Spielraum gewährt wird, kommt das dynamische Moment bei der Umwandlung der Gesteine in höherem Grade zur Geltung. Sie äußert sich zunächst in der Zertrümmerung, Verbiegung und Streckung der ursprünglichen Gesteinsbestandteile und deren Wiederverkittung durch neugebildete Substanzen. Die hiebei vor sich gehenden chemischen Vorgänge sind der durch die Tagwässer bewirkten Verwitterung verwandt, was besonders durch den Zerfall des Orthoklases in Quarz und Kaliglimmer, meistens in der sericitischen Modifikation, zum Ausdrucke gelangt. Die Umwandlung strebt danach, die spezifisch schwereren Salze auszubilden, welche auf geringerem Raume eine größere Anzahl von Atomen vereinigen,[1] z. B. Amphibol entsteht aus Pyroxen. Als Mineralien, welche dieser höheren Region der phyllitartigen Umwandlung angehören, sind besonders zu nennen: Epidot, Zoisit, Sprödglimmer, Talk und Chlorit, von denen letzterer als Vertreter des in den tieferen Regionen so ungemein verbreiteten Magnesiaglimmers gelten kann.

Für die Neubildung der Mineralien in den tieferen Umwandlungszonen sind nicht mehr die Volumverhältnisse maßgebend. Es scheinen an ihre Stelle die thermischen Verhältnisse zu treten; es herrscht ein anderer chemischer Gleichgewichtszustand und es kommen in erster Linie die wärmebeständigeren Salze zur Ausbildung, wodurch eine Annäherung des Mineralbestandes an den der Tiefengesteine, d. i. der Granitstöcke, zu stande kommt. So erscheinen z. B. an der Stelle von Albit, Zoisit, Muskowit und Quarz der höheren Regionen in den tieferen Gneisen Labrador und Orthoklas. Besonders bezeichnend ist die Häufigkeit des dunkeln Glimmers, während der weiße Glimmer in den tiefsten Gneisen sowie in den echten Granuliten vollkommen fehlt oder höchstens als ein sekundäres Produkt auftritt. Eine Reihe von Mineralien, wie Granat, Turmalin, Amphibol, Disthen, kann in gleicher Verbreitung in allen Zonen der kristallinischen Schiefer vorkommen.

Was die strukturelle Ausbildung der Glimmerschiefer und der tieferen Gneise betrifft, so ist dieselbe den Gesteinen ebenso durch dynamische Vorgänge oder durch die Wirkung des Gebirgsdruckes aufgeprägt wie in den

[1] H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre, S. 452. F. Becke. Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math. nat. Kl., 23. Jänner 1896.

höheren Lagen, dennoch fehlen die mechanischen Deformationen der Bestandteile; auch die für die Phyllite so charakteristische zarte Fältelung der Glimmermineralien ist verschwunden. Die Gesteinsmasse hat durch molekulare Umlagerung des gesamten stofflichen Bestandes, d. i. durch vollkommene Umkristallisation und Neubildung, unter Mitwirkung der Wärme in den tieferen Erdschichten der Pressung nachgegeben und die letztere hat richtend auf die Lage der Bestandteile gewirkt. Die kristallinische Ausbildung der Mineralien ist in der Regel vollkommener als in der rein dynamischen Region. Durch die annähernd gleichsinnige Lagerung und streifenweise Anordnung der lichteren und dunkeln Bestandteile kommt allein die Parallelstruktur zu stande.

Die hier unterschiedenen beiden Formen oder Facies der Metamorphose decken sich nahezu vollständig mit den von Milch als dynamische und statische Metamorphose bezeichneten Arten der Gesteinsumwandlung; bei der ersteren soll der Bewegungsfaktor, bei der letzteren die Temperatur bei ruhiger Lagerung der Gesteine die Hauptrolle gespielt haben.

In dem kristallinischen Gebiete der schlesischen Sudeten hat Becke für die beiden Formen der Metamorphose die Namen der anogenen und der katogenen Dynamometamorphose verwendet, die erstere spielt sich näher der Oberfläche ab und ist durch die Minerale Chlorit, Sericit und Epidot bezeichnet.[1]) Bei der letzteren herrscht brauner Glimmer, die Gesteine haben weniger durch Deformation als durch Umkristallisation der Druckwirkung nachgegeben. Die Unterscheidungen Beckes sollen hier Verwendung finden, indem innerhalb des südlichen Urgebirges der böhmischen Masse ein Gebiet vorwiegend katogen metamorpher und ein Gebiet vorwiegend anogen metamorpher kristallinischer Schiefergesteine unterschieden werden. Jedoch muß ich bemerken, daß die Begriffe in ihrer Anwendung an dieser Stelle eine kleine Verschiebung erfahren, indem einerseits der größte Teil der Gneise in diesem Gebiete in noch weit höherem Grade katogen metamorph ist als die Gesteine im Altvatergebirge, für welche Becke diese Bezeichnung angewendet hat, und anderseits gewisse Gneise, welche ich noch zu dem Gebiete der anogen metamorphen Gesteine zu stellen genötigt bin, nicht mehr rein diesen Typus darstellen, sondern sich bereits denjenigen nähern, welche Becke zu den katogenen rechnet (Kepernikgneis). Es erscheint die Grenze beider Begriffe hier etwas mehr gegen die Tiefe verschoben, sie ist an diejenige Stelle verlegt, an der sich der Gegensatz zwischen beiden tektonisch getrennten Gneistypen am stärksten ausprägt, und insofern dürfte die Verlegung für die hier besprochenen Gebiete auch in der Natur begründet sein.

[1]) F. Becke. Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des hohen Gesenkes; Sitzungsber. d. k. Akad .d. Wissensch., math.-nat. Kl. Wien, 1892, Bd. CI., Abteil. 1. Die Unterscheidung einer anogenen und einer katogenen Metamorphose hat natürlich nichts zu tun mit der einer älteren Systematik angehörigen Unterscheidung von anogenen und katogenen Gesteinen.

Der Übergang von Phyllit zum Glimmerschiefer, d. i. von anogen metamorphen zu katogen metamorphen Gesteinen, ist, wenn er sich auch oft in recht kurzen Strecken vollzieht, doch in der Regel ein ganz allmählicher. Meistens läßt sich auch zwischen den Glimmerschiefern und den liegenden Gneisen nur schwer oder kaum eine sichere Grenze ziehen; neben allmählicher Abnahme der Glimmerschuppen stellen sich wiederholte Wechsellagerungen von sehr wechselnd mächtigen Bänken beider Gesteine ein, bevor der Gneis zur Alleinherrschaft gelangt. Dieser Wechsel dürfte zumeist durch die Wechsellagerung ursprünglich verschiedener Gesteinsmassen veranlaßt sein.

Wo feldspatreichere Gesteine der reinen anogenen Metamorphose anheimfallen, entstehen Sericitgneise. Hieher gehören auch die noch ausführlicher unter den Gesamtnamen der Bittescher Gneise zu beschreibenden Augengneise, welche von Kunstadt über Tischnowitz und Groß-Bittesch in Mähren, ferner von Mährisch-Kromau südwärts bis in die Gegend von Eggenburg größere Gebiete nahe dem Urgebirgsrande einnehmen und mit Phylliten innig vergesellschaftet sind. Nirgends wird man echte Phyllite mit Gneisen vom Gföhler-Typus (Beckes zentrale Gneise) oder mit Granuliten wechsellagern sehen.

Die erste Frage beim Versuche einer Gliederung der archäischen Masse geht dahin, ob man es im einzelnen Falle mit einem ehemaligen Eruptivgestein oder mit einem Sedimente zu tun hat. Bei nur anogen metamorphen Gesteinen werden oft noch Reste einer ursprünglichen Struktur zu einem Aufschlusse verhelfen, oft mögen noch deutliche Spuren einer ehemaligen klastischen oder porphyrischen Struktur in einzelnen Lagen aufgefunden werden. Bedeutend schwieriger wird der Fall aber, wenn der gesamte Mineralbestand eine völlige Umkristallisation erfahren hat, wie in den Gneisen der tieferen Regionen, deren Mineralausbildung nahe Verwandtschaft zeigt mit der der Granite. Hier können die Verbandverhältnisse oder innige Wechsellagerungen mit Substanzen, die für zoogen gelten müssen, wie Züge von kristallinischem Kalke oder streifige Anreicherungen von Graphiten, maßgebend werden für die Beurteilung, ob man es mit aus Sedimenten hervorgegangenen Produkten, sogenannten Paragneisen, oder mit umgewandelten Eruptivgesteinen, sogenannten Orthogneisen, zu tun hat.[1] In erster Linie muß aber hier die chemische Konstitution zu Rate gezogen werden. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Stoffe in den eruptiven Magmen bewegen sich innerhalb gewisser Grenzen und Verhältnisse, die auch durch eine völlige Neubildung des Mineralbestandes nicht geändert werden können. Für die Sedimente, welche aus dem Detritus verschiedener Gesteine zusammengetragen sind, gelten natürlich solche Gesetze nicht; einzelne Stoffe, besonders das Natron unter den Alkalien, gehen während des Zerstörungsprozesses durch die Atmosphärilien in Lösung und für das Sediment verloren, während die unlösliche Tonerde in den Absätzen eine Anreicherung erfährt, die sich häufig in der Analyse von Paragneisen wiederfindet. Ein

[1]) H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre, S. 467.

unverhältnismäßiger Überschuß von Kieselsäure oder von Kalk und Magnesia ist in manchen Paragneisen ebenfalls leicht erklärlich. So können sich chemische Zusammensetzungen in einzelnen Gneisen ergeben, welche ganz denjenigen von Tonschiefern, Sandsteinen oder kalkigen und mergeligen Tonen entsprechen. Es ist jedoch klar, daß die Entscheidung in vielen Fällen unsicher sein wird; dann können vielleicht noch die Verbandverhältnisse einen Anhaltspunkt zur Deutung bilden.

Bei Erwägung des Umstandes, daß der größte Teil der Literatur über das hier besprochene Gebiet bereits einer vergangenen und wohl schon überwundenen Epoche geologischer Forschung angehört, wird es klar, daß die folgenden Auseinandersetzungen nur als ein vorläufiger tastender Versuch gelten können, einige Gliederung und Übersicht nach den eben auseinander gesetzten Gesichtspunkten in die kristallinischen Gesteine im Süden der böhmischen Masse zu bringen.

Zunächst will ich eine am Ostrande des südlichen Urgebirges liegende Zone abgrenzen und für spätere Betrachtung aufbewahren. Sie umfaßt einen breiten Landstreifen von etwa 140 *km* Länge, der sich aus der Gegend von Swojanow bei Bistrau in Böhmen mit einer kurzen Unterbrechung zwischen Oslawan und Mährisch-Kromau bis zum Manhartsberge bei Krems in Niederösterreich erstreckt und mit unregelmäßig gewundener Grenze in Mähren bis Groß-Bittesch und Namiest westlich von Brünn und in Niederösterreich bis über Geras und Pernegg nördlich von Horn ins Urgebirge eingreift. (S. die Übersichtskarte.) Dieses zweigeteilte Gebiet soll als die moravische Zone und die Hauptmasse des Urgebirges als das Donau-Moldaugebiet bezeichnet werden. In ersterem Gebiete herrschen vorwiegend anogen metamorphe, in letzterem vorwiegend katogen metamorphe Gesteinstypen; die beiden Ausdrücke sind aber, wie bereits bemerkt, hier im gegensätzlichen und nicht im absoluten Sinne gebraucht. Die spätere Beschreibung wird die auf zahlreiche Eigentümlichkeiten gegründete Unterscheidung der beiden Regionen klarmachen.

Das Donau-Moldaugebiet, Orthogneise und Granulite.

In dem weiten Gebiete von den Bergen bei St. Pölten an durch das ganze südliche Böhmen, im größten Teile des böhmisch-mährischen Hochlandes, im bayrischen Walde und im Böhmerwalde sind Gesteine von anogenem Typus und mit den Merkmalen der Metamorphose in tieferen Regionen der Erdrinde weitaus vorherrschend. Eine Ausnahme scheinen nur gewisse Muskowitgneise in der Umgebung von Tabor zu bilden und vielleicht auch sonstige untergeordnete Einlagerungen. Überhaupt scheint das Gneisgebiet nördlich von Tabor zwischen dem großen mittelböhmischen Granitstocke im Westen und dem böhmisch-mährischen Granitzuge sowie dem Granitstocke von Humpoletz bei Deutsch-Brod im Osten etwas verschieden zu sein von den südlichen Gebieten.

Als **Orthogneise** müssen zunächst die größeren **Granulitmassen** gelten. Ihre Gesteine sind größtenteils dieselben wie in dem oft beschriebenen sächsischen Granulitgebirge, das schon wiederholt als eruptiver Aufbruch zwischen alten Schiefergesteinen aufgefaßt worden ist. Der gleiche Mineralbestand, nämlich Orthoklas und Quarz, neben akzessorischem Plagioklas Granat, Biotit und Disthen, weist auf eine gleiche chemische Zusammensetzung wie die der sächsischen Vorkommnisse hin, welche der eines sauren granitischen Magmas entspricht. Die Auffassung wird bestätigt durch das Auftreten dieser Gesteine in größeren Körpern, deren Umrisse augenscheinlichen Einfluß ausüben auf den Verlauf der umgebenden Gesteinszüge. Von fremden Gesteinsmassen finden sich innerhalb der Granitgebiete auffallenderweise nur Serpentinstöcke. Insbesondere werden die in manchen Gneisen so häufigen Kalke, Kalksilikatfelse und Graphite in den Granuliten niemals angetroffen. Den Granuliten nahe verwandt und mit ihnen durch Übergänge verbunden sind die **Gneise vom Gföhler Typus**, welche Becke aus dem niederösterreichischen Waldviertel beschrieben hat; sie enthalten mehr Biotit als diese, häufig auch Granat oder Fibrolith; die Textur ist allen Schwankungen unterworfen, von der streifig flaserigen bis zur regellos körnigen; häufig würde man die Handstücke dieser Gesteine oder auch größere anstehende Aufbrüche derselben für mittelkörnige, glimmerarme Granitite erklären. Auch diese Gesteine bilden stellenweise größere, einförmige Strecken, in denen fremde Einlagerungen sich nur spärlich finden oder fehlen. Die zusammenhängenden Gebiete dieser Gneise, wie z. B. das Gebiet von Gföhl am Plateau des niederösterreichischen Waldviertels zwischen den Tälern des Kamp und der Krems und das Gebiet an der oberen Rokitna zwischen Biskupitz und Ober-Kaunitz südlich von Hrottowitz und nördlich von Jaispitz in Mähren, sondern sich jedoch, wie es scheint, weniger scharf von den umgebenden Gesteinen; sie gehen in unbestimmter Weise in glimmerreichere Gneise über. Die Umrahmung scheint etwas weniger scharf ausgeprägt und hie und da greifen sogar einzelne Amphibolitstreifen in diese Gneise ein.

Die allgemeine Faltung und Umkristallisation hat gewiß Para- und Orthogneise an vielen Stellen innig verquickt, granitische oder geschieferte Textur dürfte wenig maßgebend sein für den ursprünglichen Zustand des Gesteines, und nicht selten wird man Lager von Kalksilikathornfels oder selbst von Marmor in richtungslos körnigen Gneis eingeschlossen finden.

Niederösterreichisches und mährisches Gebiet. Die Zone der Schiefergneise und Glimmerschiefer am Ostrande des Donau-Moldaugebietes und die Zone der Graphite.

Das Vorhandensein einer Schichtfolge von umgewandelten Sedimenten in den Gneisen, welche die größeren Kerne von Granulit und Gföhlergneis umschließen, macht sich in erster Linie bemerkbar durch die fast allenthalben verbreiteten längeren oder kürzeren **Züge von kristallinischen Kalken und von graphitführenden Zonen**. Die Gneise, welche diese

Einlagerungen führen, sind zumeist glimmerreich oder wechseln mit Glimmerschiefern. Oft deutet ein sehr reichlicher Gehalt an Sillimanit oder Cordierit auf einen besonders hohen Tonerdegehalt und läßt ebenfalls so indirekt auf einen Paragneis schließen. Schmälere, linsenförmige Streifen von Granulit, Granulitgneis und glimmerärmeren Gneisen finden sich jedoch an zahlreichen Punkten in diesen Zonen. Dazu kommen noch die oft recht häufigen, oft völlig überwiegenden, weit verfolgbaren Streifen von sehr verschiedenartigen Hornblendegesteinen, deren Deutung in den einzelnen Fällen noch einer Lösung harrt. Zum Teil mögen sie umgewandelte Ergüsse oder Tuffe basischer Gesteine, zum Teil auch basische Ausscheidungen der ursprünglichen meist in Gneise oder Granulite verwandelten granitischen Magmen darstellen. Ein weiterer Teil steht aber höchstwahrscheinlich mit Zügen kalkiger oder dolomitischer Gesteine in genetischem Zusammenhange.

Während die von Becke im niederösterreichischen Waldviertel als obere Gneisstufe beschriebenen Gesteine die am besten studierten Vertreter der Gföhler Gneise sind, stellt seine mittlere Gneisstufe, die sogenannten Schiefergneise, das am vollkommensten bekannte Beispiel dieser aus einer innigen Verbindung von Ortho- und Paragneisen bestehenden Serie dar. Sie unterteuft hier mit westlichem Einfallen und nordsüdlichem Streichen die zusammenhängende Masse der Orthogneise. Zu ihren besonderen Merkmalen gehört die Mannigfaltigkeit der Gesteine in Bezug auf Textur und Mengenverhältnisse des Mineralbestandes. Das Überwiegen von Glimmer und Plagioklas im Vergleiche mit den Gföhler Gneisen erklärt sich leicht. Daneben finden sich häufig Fibrolithgneise, Zweiglimmergneise und Übergänge in Glimmerschiefer. Die letzteren nehmen gegen Osten immer mehr zu und zuletzt, in der Gegend von Dreieichen bei Horn und bei Langenlois, an der Grenze gegen die sogenannte untere Gneisstufe, werden granat-, staurolith- und selbst cyanitführende Glimmerschiefer das herrschende Gestein.

In den Schiefergneisen des Waldviertels sind Graphite und Kalke zwar an vielen Stellen vorhanden, aber doch nicht so reichlich als sonst in den Gneisen ähnlicher Ausbildung. Die Kalke finden, namentlich in hangenderen Gneisgliedern der Stufe (Umgebung von Dürnstein an der Donau) eine Vertretung in Form von Kalksilikatfels und Augitgneis.

Zwischen Gars und Horn schwenkt das Streichen der Schiefergneise aus der Südnordrichtung gegen Nordwest und folgt dem Rande des moravischen Gneisgebietes. Der östliche Randstreifen von Glimmerschiefer verschwindet bis auf wenige Aufschlüsse (bei St. Bernhard) unter dem Miocän der Horner Bucht. In der Gegend von Fuglau und Neupölla trifft der Ostflügel die Schiefergneise auf dem Westflügel, welcher hier ostfallend die Gneise von Gföhl unterteuft. Nach Czjżeks[1]) sehr genauer Darstellung vollzieht sich der Anschluß in der Weise, daß die von Südost her streichenden

[1]) Czjżek. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und Manhartsberg. Blgbd. z. VII. Bde. d. Sitzungsber. der math.-nat. Kl. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 1853.

Gesteinszüge des Ostflügels in spitzem Winkel an die nordsüdstreichenden Gneiszüge des Westflügels herantreten und hier abbrechen, die letzteren streichen aber ungehindert gegen Norden fort (s. Karte). Es macht den Eindruck, wie wenn hier, in der Gegend von Altenpölla, eine nordsüdliche Störungslinie hindurchstreichen würde. Es bleibt deshalb zweifelhaft, ob sich Ost- und Westflügel vollkommen entsprechen und ob letzterer nicht eine neue zweite Serie von Sedimenten darstellt, denn auch die petrographische Ausbildung ist nicht die gleiche. Kalke und Graphite sind hier viel reichlicher und in länger anhaltenden Zügen entwickelt. Eine ausgesprochene Zone von echtem großschuppigem, zweiglimmerigem Glimmerschiefer wie bei Krems und Dreieichen findet sich auf der Westseite nicht wieder; hier liegen die Kalke in sehr glimmerreichen granat- oder auch stellenweise cordieritführenden Gneisen, die nur stellenweise in echte Glimmerschiefer übergehen (z. B. am Jauerling).

Diese glimmerreichen granat- und cordieritführenden Schuppengneise des Westflügels erscheinen bereits weit im Süden jenseits der Donau östlich von Melk, wo sie besonders in den waldigen Gehängen des tief eingeschnittenen Pielachtales gut aufgeschlossen sind. In Gesellschaft von mächtigen Amphibolitlagern und aplitischen Gneisen lehnen sie sich mit nordwestlichem Streichen und ziemlich steilem Südwestfallen an die Granulitberge des Dunkelsteiner Waldes zwischen Mautern und St. Pölten. Zwei Kalkzüge, welche sich im Streichen der glimmerreichen Gneise mehrere Kilometer weit verfolgen lassen, sind von Graphit begleitet und auch sonst sind bereits an verschiedenen Punkten Versuchsbauten auf Graphit getrieben worden.

In der Gegend von Melk ändert sich plötzlich die Streichrichtung in Ostwest mit Südfallen und am linken Donauufer bei Emmersdorf trifft man auf andere Gesteine, nämlich auf Granulitgneise. Hier zieht wahrscheinlich eine von Krems her streichende Verwerfung durch, mit welcher das Donautal streckenweise zusammenfällt. Auch am rechten Donauufer bei Schönbühel und Hengstberg bestanden ehemals Graphitgruben, aber die eigentliche graphitreiche Gneiszone beginnt erst nördlich der Donau zwischen Marbach und Aggsbach und läßt sich von hier, mit mancherlei Ausbiegungen um die eingelagerten Kerne von Granulit- und Gföhlergneis, weit nach Norden über Iglau und bis über die böhmische Grenze verfolgen. Die Graphitvorkommnisse von Libitz und Hranitz bei Chotěborz am Innenrande des Eisengebirges dürften noch dieser Zone angehören. Es würde zu weit führen, wollte man alle die Punkte aufzählen, an denen schon Schürfungen oder Baue auf Graphit unternommen worden sind. Nur das bekannteste und mächtigste Lager von Mühldorf bei Spitz soll hier erwähnt werden. Dort wurde ein 20 *m* mächtiges, steil (80°) ostfallendes Lager schon im Jahre 1827 in Angriff genommen und mit geringen Unterbrechungen bis heute ausgebeutet. Es konnte 4 *km* weit verfolgt werden. Sein Hangendes bildet ein Lager von kristallinischem Kalk, der stellenweise durch graphitische Beimengungen grau gefärbt ist.[1]) An vielen

[1]) E. Vergani. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1875. S. 313 u. 324.

anderen Stellen finden sich aber Graphite in Form längerer Bänder oder kleinerer Linsen und Schmitzen, unabhängig vom Kalkstein, im Gneis; in manchen Gegenden (Marbach, Lichtenau) entstehen förmliche Graphitgneise. In diese Zone graphitreicher Gneise ist zwischen Rastenfeld und Zwettl eine größere Granitpartie eingeschaltet. Bei Zwettl streicht zwischen diesen Graniten und dem Hauptstocke des österreichisch-böhmischen Grenzgebietes ein Streifen von cordierit- und graphitführenden Schiefergneisen hindurch. Das Stift Zwettl steht zum Teil auf chloritisch (Pinit) zersetzten Cordieritgneisen. Eine große Breite gewinnt diese Zone schuppiger, glimmerreicher Gneise mit Graphitlinsen in der Gegend von Waidhofen und von Drosendorf.

Soweit die bisherige Erfahrung reicht, nehmen im Norden der Zone die Cordieritgneise immer mehr an Verbreitung zu. Bei Mährisch-Budwitz, Jarmeritz und Startsch erscheinen glimmerreiche, cordieritführende Gneise, welche vollkommen den Cordieritgneisen des bayrischen Waldes gleichen; westlich von Startsch sind ihnen weitere Züge von Graphitgneis eingelagert; auch die Graphitvorkommnisse der Umgebung von Iglau liegen in Cordieritgneis und in der Gegend von Heroletz, Humpoletz und Deutsch-Brod gewinnen nach Katzer biotitreiche, zum Teil gneisartige, zum Teil richtungslos körnig struierte Cordieritgesteine große Verbreitung.[1])

Zwischen Trebitsch, Groß-Meseritsch und Polna liegt abermals ein großer Granitstock in den Gneisen; an der Nordostgrenze des Stockes läuft das Streichen dem nordwestlichen Verlaufe der Granite parallel, wie die zahlreichen dem Gneis eingelagerten Amphibolitzüge erkennen lassen; eine Umbiegung des Streichens gegen Nordost in der Gegend von Krzischanau scheint die nordwestlichen Ausläufer des Granitstockes in der Gegend von Groß-Bittesch zu begleiten. Bei Straschkau kehrt das Streichen in die Nordwestrichtung zurück, so einen vollständigen Bogen bildend. Im Innern dieses Bogens zwischen den Orten Radostin und Bobrau beschreibt ein linsenförmig umgrenzter Granulitzug dieselbe Biegung, die ihn zu beiden Seiten begleitenden glimmerreichen Gneise sind ebenfalls größtenteils cordieritführend. An manchen Stellen enthalten sie kleine Kalklinsen, dagegen wurden Graphite hier nicht beobachtet.

Es wurde oben erwähnt, daß die Zone der Glimmerschiefer und der großschuppigen Schiefergneise von Krems, Zöbing, Dreieichen und Horn in der Gegend von Neupölla verschwindet und gleichsam verdrängt wird durch das Heranrücken der graphitreichen Schuppengneise des Westflügels an die Grenze des moravischen Grenzgebietes. Wo die Grenze des moravischen Gebietes von Ludwigshofen gegen Geras und Frain nordöstlich verläuft, sind die Glimmerschiefer von Krems nicht vorhanden und der schiefwinklige Anschluß des Streichens der schuppigen Biotitgneise von Drosendorf zeigt deutlich, daß die Grenze eine tektonische Störungslinie darstellt. Erst bei Tief-Maispitz, Ruditz und Niklowitz nördlich von Znaim

[1]) Katzer. Beiträge zur Mineralogie Böhmens. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. Bd. XII, 1892, S. 416 u. Bd. XXI, 1894, S. 482.

erscheinen wieder muskovitreiche und granatführende, großschuppige Glimmerschiefer und Gneise in typischer Ausbildung nordoststreichend als Begleiter der moravischen Gneisgrenze. Der Zug wird mächtiger und deutlicher bei Rybnik und Dobelitz südlich von Mährisch-Kromau, endigt aber im Rokitnatale bei Kromau an dem Rotliegenden.

Nach einer kurzen Unterbrechung tauchen die Glimmerschiefer in mächtiger Entwicklung wieder auf im Orte Oslawan an der Rotliegendgrenze. Sie folgen hier abermals, begleitet von mehreren Marmorlagern, der gegen Nordwest bogenförmig verlaufenden moravischen Grenze, verlieren aber allmählich an Breite und sind bereits ganz verschwunden, bevor die Grenzlinie Namiest an der Oslawa erreicht hat. Im spitzen Winkel wird hier die Zone der Glimmerschiefer und Schiefergneise von einer Störungslinie, der Namiester Dislokation, abgeschnitten.

Nach einer neuerlichen Unterbrechung erscheint dieselbe Zone plötzlich wieder in sehr mächtiger Entwicklung bei Lauczka, westlich von Tischnowitz und begleitet von hier nordwärtsstreichend abermals die moravische Gneisgrenze. Sie enthält schmälere Granulitstreifen und nebst anderen Kalkvorkommnissen die mächtigen Marmorlager von Nedwietitz, unweit von der Burg Pernstein. Ihre größte Verbreitung gewinnen aber, nach den Aufnahmen von Rosiwal,[1] die Gesteine dieser Zone im östlichen Teile des Saarer Gebirges zwischen Neustadtl und Policzka. Von dem schmalen Glimmerschieferzuge, der die moravische Grenze nordwärts gegen Bistrau und Swojanow begleitet, schwenken die westlich anliegenden großschuppigen und flaserigen Zweiglimmergneise und Gneisglimmerschiefer, welche die Übergänge zu den inneren Biotitgneisen darstellen, in einer immer breiter werdenden Kurve allmählich ab in die Nordwestrichtung gegen das Eisengebirge. Nordwestlich von Bystritz, bei Frischau und bei Niemetzky, erscheint der Zug von Gneisglimmerschiefer verdoppelt, als die beiden Flügel einer nordweststreichenden Antiklinale. Bei Swratka schließen die beiden Flügel in einem gut verfolgbaren Bogen zusammen. Im Kern der Antiklinale tauchen rote oder weiße Zweiglimmergneise auf, welche ihrer petrographischen Ausbildung nach wohl auch der hier so sehr verbreiteten Zone der Schiefergneise zugerechnet werden müssen. Im beiderseitigen Hangenden der Antiklinale von Swratka, sowohl gegen Polička und Bistrau im Osten als auch gegen Wojnomjestetz und Neustadtl, tauchen graue, mittelkörnige Biotitgneise und Perlgneise mit stellenweisen Einlagerungen von weißen Gneisen und Granuliten auf. Erst diese Stufe vertritt allem Anscheine nach die höheren Glieder: die mittleren Gneise des Waldviertels. Einzelne Kalkzüge finden sich sowohl innerhalb dieser Gneise als auch innerhalb der Zone der Glimmerschiefer.

Nach Krejčis und Helmhackers Untersuchungen bricht das Gneisgebiet bei Hlinsko an einer Verwerfung plötzlich ab gegen die Phyllite des Eisengebirges. Aber noch im Eisengebirge selbst setzen sich die Zweiglimmer-

[1] Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 249.

gneise und grauen Gneise des Saarer Gebirges fort als größere und kleinere Aufbrüche bis in die nordwestlichsten Ausläufer des Gebirges am Elbedurchbruch bei Elbeteinitz.[1])

Der breite Urgebirgsstreifen, welcher im Westen von dem Granitstocke der Donau-Moldauwasserscheide und im Osten von den moravischen Gebieten begrenzt wird und sich hauptsächlich über niederösterreichisches und mährisches Gebiet bis über Deutsch-Brod in Böhmen erstreckt, besteht demnach, soweit unsere gegenwärtigen Erfahrungen einen Überblick gestatten, aus folgenden unterscheidbaren aber durch Übergänge und Zwischenlagerungen innig verknüpften Gliedern: 1. Eine Zone von biotitreichen Schiefergneisen und Cordieritgneisen mit reichlichen Graphiten und kristallinischen Kalken. 2. Biotitärmere Gneise vom Typus der Gföhler Gneise und Granulite, welche als Orthogneise betrachtet werden. Als schmälere Züge und dünn ausgewalzte Linsen sind sie ungemein verbreitet in dem ganzen hier besprochenen Gebiete. Die wichtigsten größeren Kerne solcher Gesteine sind folgende: die Granulite und Granulitgneise bei Krumnußbaum und bei Emmersdorf zu beiden Seiten der Donau; das große wohlumgrenzte Granulitgebiet zwischen Mautern und St. Pölten, das Gneisgebiet von Gföhl, der Granulitgneis und das Granulitgebiet von Groß-Sieghardts und Blumau, das Gneisgebiet von Jaispitz, Ober-Kaunitz und Rauchowan in Mähren; dann die breiten Granulitzüge von Namiest in Mähren, in denen der Granulit als „Namiester Stein" seine erste petrographische Beschreibung erfahren hat, und ferner ein sehr scharf begrenzter ostweststreichender Granulitzug bei Borry, nördlich von Groß-Meseritsch. 3. Die Zone der Schiefergneise mit Glimmerschiefer, im Osten mit großschuppigen und flaserigen Gneisglimmerschiefern und Zweiglimmergneisen, welche durch Übergänge und durch Wechsellagerungen mit der westlichen Zone von Cordieritgneisen in Verbindung steht. Die Glimmerschiefer bilden am Ostrande des Gebietes einen mehrfach unterbrochenen Saum vom Wagram bei Fels östlich von Krems bis in das Eisengebirge und bis Elbeteinitz. Von den zahlreichen verstreuten Serpentin- und Eklogitstöcken in diesem Gneisgebiete wird später die Rede sein.

Gebiet der oberen Moldau.

In dem Berglande zwischen dem Granitkamme des Plöckensteins und dem Budweiser Becken finden wir eine annähernde Wiederholung des niederösterreichisch-mährischen Gebietes. Um die drei ausgezeichneten Granulitgebiete von Krumau, Prachatitz und Christianberg lagern sich allseitig glimmerreiche, schuppige oder schiefrige Gneise, ungemein reich an Einlagerungen von Amphiboliten, kristallinischen Kalken, Graphitgneisen und oft weithin verfolgbaren Lagern von Graphit und ebenso wie das östliche Gneisgebiet, an vielen Stellen durchbrochen von kleineren

[1]) A. Rosiwal. Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900. S. 151—177.

Granitstöcken und durchschwärmt von unzähligen Pegmatitgängen. Gegen Südost gehen die Gneise allmählich in die liegenden Glimmerschiefer über, welche von Rosenberg und Friedberg an der Moldau sich in einem zusammenhängenden Gebiete über Welleschin gegen Nordost bis an das Tertiär der Wittingauer Ebene ausdehnen.

Das Gneisgebiet, welches von dem Krumauer Granulit im Norden, von den Glimmerschiefern im Osten, und im Süden und Westen von den Graniten des St. Thomasgebirges und des Plöckensteiner Gebirges begrenzt wird, ist seit langem durch seinen Graphitreichtum bekannt. Die Graphite sind dem Streichen gemäß zwischen die Gneisschichten eingelagert, oft — aber nicht immer — in Verbindung mit den kristallinischen Kalken. Die Graphite bilden in der Regel eine rasch anschwellende und rasch auskeilende linsenförmige Masse, deren Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 10 und 20 Metern anschwellen kann. Hochstetter hat versucht die einzelnen Graphitvorkommnisse nach dem Streichen der Gneise, denen sie eingelagert sind, zu verbinden und konnte so eine Reihe von Graphitlinien unterscheiden, welche mit mannigfachen Biegungen von der Moldau bei Ober-Plan und Eggetschlag sich bis an die Budweiser Ebene fortsetzen.[1] In der Hauptgraphitlinie liegen die Gruben von Schwarzbach und Mugrau; hier wird die Ausbeutung auf einer Folge von einander überlagernden Flötzen bewerkstelligt. Die Schwarzbacher Lager streichen nordöstlich und fallen steil (60—70°) nordwest, das nordwestlichste Lager im Hangenden erreicht in der Tiefe an einzelnen Stellen eine Mächtigkeit von 26 *m*. Die Mächtigkeit der fast senkrecht stehenden Mugrauer Flötze schwankt zwischen noch bedeutenderen Grenzen und soll nach Bonnefoy[2] ihr Maximum mit der enormen Breite von 50 *m* erreichen. Auch in der unmittelbaren Nähe von Krumau wird eine Graphitlinse ausgebeutet, welche mit einer fast gleichbleibenden Mächtigkeit von 16 *m* auf 300 *m* verfolgt werden kann.[3]

Die Gneise, welche die Granulitlinsen im Norden umsäumen und zwischen dieselben eingelagert sind, zeigen ähnliche Beschaffenheit, vielleicht werden sie im allgemeinen etwas grobflaseriger, in der Nähe des Granitstockes von Netolitz granitisch mit gröberem Korne. Graphite sind hier spärlicher, aber dennoch vorhanden, wie z. B. die erst seit kürzerer Zeit in Angriff genommenen Schürfe von Kollowitz bei Budweis bezeugen.[4]

Auch die Gneise im Gebiete von Pisek, Wolin, Bergreichenstein, Schüttenhofen und Planitz sind gewiß zum größten Teile Paragneise und den Gneisen des Krumauer Gebietes innigst verwandt. Sie zeigen einen

[1]) F. v. Hochstetter. Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde I. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. V, 1854. Heft 4, S. 1—6 f.

[2]) Bonnefoy. Gites de graphite de la Bohême méridionale. Annales des Mines. Paris 1897, pag. 157. C. Ernst. Die Graphitlager in Südböhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1879, S. 256, 271, 298, 334.

[3]) Weinschenk. Sitzungsber. d. bayr. Akademie 1899, S. 530. — Zeitschr. f. praktische Geologie, Berlin 1897, S. 286 u. 290.

[4]) L. Tausch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 182.

etwas größeren Wechsel in Bezug auf Textur und Mineralbestand, jedoch herrscht im Gestein nur der dunkle Glimmer. Über weite Strecken hin überwiegen feinkörnige, glimmerreiche, selbst in Gneisglimmerschiefer übergehende Gneise (Winterberg, Bergreichenstein, Schüttenhofen, Raby), oft vergesellschaftet mit sehr fibrolithreichen Gneisen (Groß-Zdikau). In dem alten Golddistrikte von Bergreichenstein sind die Gneise durch besonderen Quarzreichtum ausgezeichnet; an einzelnen Punkten ragen quarzitische Schiefer aus der Umgebung felsig empor (Welhartitz). An den Gehängen des durch einen Glimmerschieferzug gebildeten künischen Gebirges, nahe der bayrischen Grenze stellen sich namentlich bei Drosau recht glimmerreiche cordieritführende körnige Schuppengneise ein.

Es ist eine allgemeine Erscheinung im ganzen südlichen Urgebirge, daß die Gneise in der Nähe der Granitstöcke mit ziemlicher Beibehaltung des Mineralbestandes, wie z. B. mit Beibehaltung des Cordierites, allmählich eine richtungslos körnige Textur mit etwas gröberem Korn annehmen. Hiedurch entstehen Typen, welche innig verwandt sind mit Gümbels Körnel- und Perlgneisen.

Die Granite nehmen andererseits sowohl in der Masse, als besonders an den Rändern mittelkörnig schichtiges Gefüge an; porphyrische Feldspate verschwinden allmählich oder es treten wohlgeschichtete Granitgneise (Lagergranite mit porphyrischen Orthoklasen) innerhalb der umgebenden Gneise auf. Es vollzieht sich eine allmähliche Annäherung beider Gesteine in Bezug auf Korngröße, Textur uud auf Mineralbestand, so daß es unmöglich wird eine scharfe Grenzlinie zwischen Granit und Gneis zu ziehen. Es wird im einzelnen Falle schwierig sein zu entscheiden, ob man es mit einer schiefrigen Randzone des Granites oder mit einem durch Einfluß des Granites in struktureller Hinsicht beeinflußten Gneis zu tun hat. In vielen Fällen dürfte das letztere wahrscheinlicher sein, nämlich, wenn in den Körnelgneisen und mittelkörnig-granitischen Cordieritgneisen Linsen von kristallinischem Kalkstein und Kalksilikathornfels angetroffen werden.[1])

Solche Körnelgneise und granitische Gneise, welche den Übergang gegen Granit vermitteln, sind nach Zepharovich sehr verbreitet in dem so reichlich von Granitstöcken durchbrochenen Flußgebiete der oberen Wotawa zwischen Pisek, Horaschdiowitz, Berg-Reichenstein und Netolitz.

Echte Granulite scheinen in diesem westlichen Gneisgebiete vollkommen zu fehlen,[2]) auch über das Auftreten von Serpentinen liegen keine Angaben vor. Kalke sind in einzelnen Gegenden des Gebietes recht häufig, in der Regel innerhalb der dünnschiefrigen Gneise, doch finden sie sich auch stellenweise ganz nahe am Granitrande und innerhalb der körnigen Gneise. Graphitvorkommnisse sind hier seltener und unbedeutender als im Krumauer

[1]) Dies ist z. B. am Granititrande bei Trebitsch der Fall.

[2]) Weißsteinartige Gesteine gibt Hochstetter an von mehreren Punkten des Nordgehänges des Böhmerwaldes; für sie wird dasselbe gelten, was unten über die Granulite des nördlichen Böhmerwaldes und des bayrischen Waldes gesagt wird.

Gebiete. Vorübergehend war vor langer Zeit ein Tagbau bei Katowitz an der Wotawa unterhalb Horaschdiowitz eröffnet worden. Sonst wurden graphitische Gneise westlich von Raby, südlich von Wollin in den Umgebungen von Schüttenhofen und Groß-Zdikau und an anderen Orten beobachtet.

Der Böhmerwald und das bayrische Grenzgebirge.

Der lange westliche Randstreifen des südlichen Urgebirges, welcher an der Wondreb bei Waldsassen beginnend das oberpfälzische Waldgebirge, den Kamm des Böhmerwaldes und den bayrischen Wald mit den Gebirgen an der Donau von Passau bis Linz umfaßt, zeigt im Vergleiche mit den niederösterreichisch-mährischen Gebieten und der Gegend von Krumau und Budweis geringere Mannigfaltigkeit der Gneistypen und ihrer Einlagerungen. Schon im Quellgebiete der Moldau und der Wottawa wurde der Mangel an Granulit- und Serpentineinlagerungen hervorgehoben und sichere Orthogneise können, abgesehen von den Rändern der Granitstöcke, in größerer Ausdehnung gegenwärtig hier nicht nachgewiesen werden. Die ungezählten, ganz unregelmäßigen, größeren und kleineren Granitpartien, welche die Gneise durchbrechen, tragen ebenfalls wesentlich dazu bei der genannten Gneisregion denselben Gesamtcharakter zu verleihen, der dann weiter im Westen herschend wird.

Die Äußerung Hochstetters bezüglich des nördlichen Böhmerwaldes, daß es eine vergebliche Mühe wäre, nach der petrographischen Beschaffenheit und dem zonenweisen Auftreten gewisser Übergemengsteile, wie Cordierit und Granat, oder nach den Einlagerungen von granulitartigen Gneisen oder Hornblendegesteinen, irgend eine Schichtreihe im Gneisgebirge aufstellen zu wollen, läßt sich wohl auch für die bayrischen Grenzgebirge anwenden. Körnigschuppige, schiefrige, zumeist glimmerreiche und selbst glimmerschieferartige Gneise, ferner Dichroit-, Körnel- und Perlgneise, alle durch Übergänge untrennbar verbunden, ausschließlich oder doch weitaus vorherrschend dunkeln Glimmer führend, füllen die Räume zwischen den Granitstöcken. Serpentinstöcke werden in verschiedenen Teilen des bayrischen Waldes gefunden und erreichen auch an einzelnen Punkten beträchtliche Ausdehnung (Erbendorf, Hoher Bogen), doch sind die Vorkommnisse nicht so zahlreich wie in Niederösterreich und im Krumauer Gebiet. Auffallend ist das Zurücktreten der Granulite im böhmischen und im bayrischen Walde. Etwas größere Ausbreitung gewinnen sie nur im Norden zwischen Tirschenreuth, Mähring und Bärnau; an den sonstigen nicht seltenen Fundpunkten bilden sie nur ganz schmale Zwischenlagen im Gneis oder sind gar nur als Lesesteine bekannt geworden.

Wie bereits Dathe und Redlich[1]) bemerkt haben, unterscheiden sich die Granulite des bayrischen Waldes und des nördlichen Böhmerwaldes

[1]) E. Dathe, Beiträge zur Kenntnis des Granulites. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1882, Bd. XXXIV, S. 12. K. Redlich, Die sogenannten Granulite des nördlichen Böhmerwaldes. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. Bd. XIX, S. 207.

auch in petrographischer Hinsicht von denen anderer Gebiete. Mit Recht wird besonders das häufige Auftreten von Muskowit hervorgehoben, der den echten Granuliten vollkommen fehlt. Das häufige Auftreten von schwarzem Turmalin und oft auch das gröbere Korn vereinigen sich ebenfalls nicht gut mit dem Charakter der echten Granulite. In einem Teile dieser Gesteine wenigstens wird man eher schiefrige, aplitische Ausfüllungen der Schichtfugen erblicken können, als den Granuliten Sachsens oder Böhmens vergleichbare Gesteine.

Der mächtige Quarzgang des böhmischen Pfahles, welcher aus der Gegend von Furth über Klentsch und Rongsperg nordwärts zieht und das Gneisgebiet des nördlichen Böhmerwaldes gegen Osten begrenzt, findet ein plötzliches Ende bei Hals nordwestlich von Tachau. Bis hieher begleiten die Gneise den Pfahl mit ihrem nordwestlichen Streichen; an einer Linie, die von Hals über Paulusbrunn gegen Bärnau in Bayern zieht, ändert der Gneis plötzlich die Richtung des Streichens gegen Ostnordost und Nordost. Die bisherige Ostgrenze ist durch den Abbruch des Pfahles gleichsam freigegeben und die Gneise ziehen sich in einem Bogen nordöstlich und dann nördlich über Dreyhacken bis in die Gegend von Königswarth und Marienbad, wo sie jedoch ohne den Rand der Sandauer Granitmasse zu erreichen, Glimmerschiefern und Hornblendeschiefern den Platz räumen. Das gleiche Streichen halten auch die nördlich vorgelagerten Glimmerschiefer ein, welche auf bayrischer Seite den Hochwald und den Hedelberg, auf böhmischer Seite die Höhen des Tillenberges zusammensetzen. Diese breite Kuppe des Tillen (939 *m*) über dem Wondrebflüßchen gilt in orographischer Hinsicht als die nördlichste Erhebung des Böhmerwaldes.

Aber bereits Hochstetter war der Ansicht, daß man bei Berücksichtigung des Schichtenbaues in der erwähnten Linie zwischen Hals und Paulusbrunn das Ende des Böhmerwaldes erblicken sollte und daß in der plötzlichen Änderung der Schichtstellung im Norden dieser Linie der Bau des Fichtelgebirges sich geltend macht. Auch auf bayrisches Gebiet läßt sich die Grenzlinie, wenn auch vielleicht weniger deutlich, verfolgen, indem nach Gümbel in einem Landstreifen von Waldturn über Leuchtenberg bis gegen Luhe an der Naab eine besonders wirre Lagerung sich einstellt, in welcher gleichsam der richtende Einfluß des Erzgebirgssystems mit dem des Böhmerwaldes zu kämpfen scheint. In dieser Gegend wird des Bild noch gestört durch die zahlreichen und zum Teil recht ausgedehnten Granitstöcke, welche ohne Zweifel örtlichen Einfluß ausüben auf die Lagerungsverhältnisse.

In petrographischer Hinsicht ist die Grenze zwischen beiden Streichungsrichtungen nur wenig ausgeprägt. Sowohl im erzgebirgischen Streichen als auch im Streichen des Böhmerwaldes herrschen körnige, schuppige und schiefrige Biotitgneise. Im nördlichen Gebiete sind nur besonders zu erwähnen die Übergänge in Glimmerschiefer und eine quarzreiche Gneiszone mit Graphiteinlagerungen, welche sich von Hinterkotten über Kuhberg bis Klein-Siehdichfür, westlich von Marienbad, erstreckt.

Von den schiefrigen und körnigen Gneisen des Böhmerwaldes vollzieht sich gegen das Oberpfälzerwaldgebirge in der Gegend von Eslarn und Ober-Viechtach ein allmählicher Übergang zu den körnigen Cordieritgneisen. Sie bleiben das herrschende Gestein, einerseits bis an die bojischen Gneise im Gebirgsvorsprunge zwischen Luhe und Amberg und andererseits im ganzen bayrischen Waldgebirge vom Fuße des Arberstockes bis zur Donau, wo ihnen aber, wie erwähnt, bei Winzer und Wörth ein schmaler Streifen von sogenanntem Winzergneis vorgelagert ist, welcher durch Wechsellagerung und Übergänge innig verbunden ist mit mineralogisch gleichartigen Graniten und als schiefrige Eruptivmasse aufgefaßt werden muß (S. 24).

Im Norden bringt der Glimmerschieferzug des Künischen Gebirges nahe der böhmisch-bayrischen Grenze einige Abwechslung in die Einförmigkeit der Gneis- und Granitmassen. Vom Zuge des Arber gegen Nordost gehen die Cordieritgneise unmerklich über in die Glimmerschiefer, welche die schroffen und zackigen Felsformen des großen und des kleinen Osserberges zusammensetzen, gegen Südost streichend das obere Regental bei Eisenstein übersetzen und am Lakaberge an der böhmischen Grenze allmählich auskeilen. Am Nordabfalle der Osserkette stellen sich als höhere Glieder des Glimmerschieferzuges bei Eisenstraß, Hammern und Hinterhausen, oberhalb des Angelbaches, chloritische Schiefer ein. Bei Neuern aber erscheinen im Hangenden der Glimmerschiefer dieselben cordieritführenden glimmerreichen Gneise wie am Arber, so daß Gümbel die Lagerungsverhältnisse am besten zu deuten glaubte durch Annahme einer schiefen und einseitigen Einfaltung der jüngeren Glimmerschiefer und Chloritschiefer in älteren Gneis, die sich gegen Südosten heraushebt. Gegen Nordwest verbreitert sich der Glimmerschieferzug sehr rasch, bricht aber plötzlich ab an dem merkwürdigen Stocke verschiedenartiger Hornblendegesteine, welcher sich vom hohen Bogen in Bayern bis weit nach Böhmen erstreckt. Die scharfe Grenze zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer kann um so eher als tektonische Linie aufgefaßt werden, als sie beiläufig in die Fortsetzung jener langen Linie fällt, welche von Rziczan bei Prag über Eule, Rosmital und Klattau die Grenze bildet zwischen dem großen mittelböhmischen Granitstocke und den mittelböhmischen azoischen Schiefern.

Über das Erzgebiet von Bodenmais und quer über die große Linie des Pfahles vollzieht sich ein häufiger und meistens unmerklicher Übergang vom Gneis zum Granit; nur selten ist in dem einförmigen Gebiete endlos aneinander gereihter Kuppen das anstehende Gestein auf größere Strecken bloßgelegt. Nördlich von Passau gewinnen die Granitpartien immer mehr Zusammenhang und verschmelzen gegen Osten zu dem großen oberösterreichisch-böhmischen Hauptstocke. Eine Gneisbucht greift von der Donau unterhalb Passau nordwärts gegen Hauzenberg und Pfaffenreuth in den Granit ein und ist ganz erfüllt von kleineren Granitinseln; sie umfaßt das seit Jahrhunderten bekannte und ausgebeutete Graphitgebiet von Passau, zwar weniger ausgedehnt aber berühmter und ergiebiger als das Graphit-

gebiet jenseits des Granitstockes an der oberen Moldau. Die Graphite bilden hier nicht so lange zusammenhängende Lager, sondern örtlich beschränkte, rasch anschwellende, linsenförmige Massen, die in der Nähe des Granites besonders reich auftreten. Aber auch hier fällt die häufige Vergesellschaftung der Graphite mit kristallinischen Kalken auf; die letzteren sind innig durchsetzt von Mineralien der Kalksilikatfelse und nicht selten lagenweise in förmliche Augitgesteine umgewandelt.[1])

In den tiefen Einschnitten des Inntales von Schärding bis Passau sowie in den durch tertiäre Sedimente und besonders durch reichlichen Verwitterungslehm verhüllten Grundgesteinen des Neuenburger Waldes, werden die Cordieritgneise und Körnelgneise des Gebietes nördlich der Donau wieder erkannt, hier wie dort vergesellschaftet mit Lagergraniten, Syenitgraniten und körnigen Kalken. Biotitgneise erscheinen auch in den spärlichen Entblößungen unter dem Tertiär und Lehm im Höhenrücken des Sauwaldes auf oberösterreichischem Gebiete. In der Nähe von Engelhartszell befinden sich verfallene Schurfschachte auf Graphit, ausgiebigere Graphitlager sind aber in Oberösterreich nirgends bekannt geworden.

Die kleine Partie von Urgebirge, welche im Kirnberger Revier oberhalb Linz über die Donau übergreift, besteht hauptsächlich aus grobkörnigen Übergängen vom Gneis zum Granit, welche den Perlgneisen des bayrischen Waldes enge verwandt sind; aus der unmitelbaren Nähe von Linz werden noch Cordieritgneise angegeben.[2])

H. Graber rechnet den größten Teil der Gneise an der Donau zu den Graniten und bezeichnet sie als Flasergranitite; die Parallelstruktur wird von ihm den Quetschungserscheinungen entlang von Verwerfungszonen zugeschrieben.[3])

Gebiet der mittleren Moldau bis zum Eisengebirge.

Die Gneise des schmalen Rückens zwischen den beiden Ebenen von Budweis und von Wittingau stellen die Fortsetzung der abwechslungsreichen Gneisgebilde der Krumauer Gegend dar. In der weiteren Umgebung von Moldauthein erscheinen an vielen Stellen glimmerschieferartige Einlagerungen, daneben stellen sich reichlich Hornblendegesteine und hornblendeführende Gneise ein; die letzteren dürften zu den Granitgneisen hinüberführen. Im Süden des Gebietes, bei Ledenitz und Driesendorf, macht sich durch das

---

[1]) E. Weinschenk. Geologisches aus dem bayrischen Walde. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., München, 1899, S. 197. Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abh. d. math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., Bd. XIX., 1899, S. 512—564.

[2]) H. Commenda. Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresber. d. Museum Francisco-Carolinum, Linz 1900, S. 15 (Dichroitgneis). — R. Handmann. Über ein Vorkommen von Cordierit und Sillimanit bei Linz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 217.

[3]) H. V. Graber. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Peterm. geogr. Mitt., Gotha 1902, IV. Heft.

Auftreten von Muskowit die Nähe der Glimmerschiefer fühlbar, in welche dann noch weiter im Süden der Gneis übergeht. Auch die Granulite erscheinen wieder und eine größere Partie dieses Gesteines ragt am Rande der Wittingauer Ebene südlich von Lischau nur teilweise aus der tertiären Bedeckung hervor.

An der Ostseite der Wittingauer Ebene, zwischen Chlumetz und Neuhaus, herrschen ausschließlich Biotitgneise, rings umschlossen und vielfach durchbrochen von Granit und oft nur ganz unregelmäßige Inseln im Granit bildend. Woldřich vergleicht die Gesteine in der Umgebung von Neuhaus mit den Gneisen vom Gföhlergebiet. Wie diese wechseln sie mit meist feinem Korne von richtungsloser zu schiefriger und flaseriger Textur und wie diese enthalten sie sehr häufig Fibrolith und granulitische Einlagerungen. Woldřich hebt überdies das Fehlen von kristallinischen Kalken ausdrücklich hervor.[1])

Nach der Beschreibung Katzers zu urteilen,[2]) gehören die Gneise der Umgebung von Sobieslau im Norden der Wittingauer Ebene in dieselbe Gruppe. Dasselbe dürfte auch von den feinkörnigen Gneisen Jokélys gelten, welche weiter im Nordwesten, jenseits der Luschnitz bei Mühlhausen, bis nahe an den Granit herantreten. Doch finden sich hier auch stellenweise örtlich beschränkte Einlagerungen von glimmerreichen Gneisen und Gneisglimmerschiefer und das Auftreten von Graphitgneisen bei Bernarditz und an anderen Punkten sowie von kristallinischen Kalken an der Luschnitz deutet darauf hin, daß man es nur mit der nordöstlich streichenden Fortsetzung der Gneise von Moldauthein und Budweis zu tun hat.

Je mehr man sich aber dem mittelböhmischen Granitstocke nähert, um so mehr nehmen die grobkörnigen Gneise an Ausbreitung zu, welche hier den Übergang zum Granit vermitteln. Nach Jokély enthalten sie dieselben Bestandteile wie der Granit nur in paralleler Anordnung. Die Gneisinseln, welche die geologische Karte bei Blatna, Sedlitz, Mirowitz und Altsattel in der Nähe der Tonschiefer-Inseln des Granitstockes darstellt, bestehen nach Jokély ebenfalls zum größten Teile aus diesem grobkörnigen Gneise.[3])

Nordöstlich von Tabor, zwischen dem mittelböhmischen Granitstocke im Westen und den Graniten von Ober-Czerekwe, Humpoletz und Swjetla kommen nach den Beschreibungen von Stur und Andrian neue Gneistypen zum Vorschein, die wir bis jetzt im Donau-Moldaugebiete noch nicht kennen gelernt haben. Eine neuerliche Durchforschung dieses Gebietes dürfte sich besonders lohnend erweisen, zumal manche von Stur und Andrian als Phyllite und Phyllitgneise bezeichneten Gesteine vermutlich eine andere Deutung erhalten werden. Manches läßt auf eine Metamorphose in geringeren Tiefen schließen, als man sie den Gesteinen in den übrigen Teilen des Donau-Moldaugebietes zuschreiben muß.

[1]) J. N. Woldřich, Das Gebiet der oberen Nežarka. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung. Prag 1898, Bd. XI, Nr. 4, S. 1—68.

[2]) Geologie von Böhmen, S. 57.

[3]) J. Jokély, Die geognostischen Verhältnisse in einem Teile des mittleren Böhmens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 355—404.

Zwar herrscht in der Gegend östlich von Tabor noch glimmerreicher Biotitgneis, als untergeordnete Einlagerungen erscheinen aber zum Teil recht feldspatreiche, zweiglimmerige und auch rein sericitische Gneise. Im sogenannten Duber Bergzuge, nordöstlich vom Tabor zwischen Chejnov und Bergstadtl-Ratiborzitz, gewinnen solche Gesteine größere Verbreitung; in Gesellschaft von zahlreichen Lagern von Kalk und Amphibolit streichen sie ostwärts in die Gegend südlich von Patzau bis bei Pilgram Flasergneise mit Granitgneisen und Lagergraniten herrschend werden. Im Westen nahe der Granitgrenze schwenkt ihr Streichen gegen Norden und sie lassen sich in buntem Wechsel mit anderen Gneisarten bis in die Gegend von Jung-Woschitz verfolgen. Besonders hervorzuheben sind noch die Quarzitschiefer im östlichen Gebiete bei Patzau, Pilgram und Czechtitz, ferner die Graphitgneise, welche westlich von Tabor einzelne Kalklager begleiten.

In der seichten Einbiegung des Granitrandes zwischen Wotitz und Borotin hat Stur noch eigentümliche Phyllitgesteine unterschieden, die sich in einzelnen Lagen gar nicht von den schiefrigen Biotitgneisen unterscheiden sollen und in ziemlich willkürlicher Weise von diesen abgegrenzt werden müssen. Vermutlich haben sie mit echten Phylliten nichts gemein. Bezeichnend für dieses Schiefergebiet sind die zahlreichen und oft mächtigen Einlagerungen von Quarzitschiefern, daneben finden sich auch häufig kristallinische Kalke und Graphitschiefer.

Im Norden des Gneisgebietes von Jung-Woschitz reihen sich nach Andrian mehrere ostweststreichende und nordfallende Gneiszonen aneinander. Zunächst eine Zone, welche Andrian als Gneisphyllite bezeichnet hat, die wohl ebenfalls noch eine nähere petrographische Untersuchung und Klarstellung bedarf. Es sind glimmerreiche, dünnschiefrige und feinkörnige Biotitgesteine mit grünlicher Allgemeinfärbung. Sie umfassen ein Gebiet von Wlaschim ostwärts bis an den Granit von Swjetla und bis in die Nähe von Deutsch-Brod, wo sie in das Gebiet der Cordieritgneise übergehen dürften.

An diese reiht sich bei Diwischau und im Gebiete der Sazawa eine weniger ausgesprochene ost-südöstlich streichende Zone von grauen Gneisen, welche den schiefrigen biotitreichen Gneisen anderer Gegenden entsprechen.

Bei Sternberg und Rataj und weiter östlich bei Zbraslawitz, bei Zrutsch und Hammerstadt, enthält der Gneis mächtige konkordante Einlagerungen von schiefrigen und massigen Amphiboliten, die namentlich in den felsigen Gehängen des Sazawatales gut aufgeschlossen sind. Die östlichsten Amphibolitpartien gehören teilweise bereits einer dritten Gneiszone an; es sind die roten Gneise Andrians, feldspatreiche teils nur biotitführende, teils zweiglimmerige Gneise mit Einlagerungen von Muskowitgneis und Augengneisen, stellenweise großschuppig schiefrig und stellenweise wieder granitisch struiert, in denen man im großen ganzen die Gesteine der verbreiterten Zone grobschuppiger Zweiglimmergneise oder die Zone der Schiefergneise (s. oben S. 34) wiedererkennen kann, welche bei Swratka die Glimmerschiefer begleiten und daselbst von Rosiwal als

rote Gneise bezeichnet werden. Die Gneise am Daubrawaflusse am Fuße des Eisengebirges bilden das Verbindungsglied dieser beiden ähnlichen Gneisgebiete. Aus denselben Gesteinen bestehen hauptsächlich die zahlreichen Gneisinseln, mit denen bei Zasmuk, Kuttenberg und Kolin das Urgebirge allmählich unter der Kreide und unter den Alluvien des Elbegebietes verschwindet.

Granitstöcke.

An dem Aufbaue des südlichen Urgebirges der böhmischen Masse nehmen granitische Tiefengesteine den größten Anteil, teils in Form von Massen, welche zu den größten Mitteleuropas gehören, teils in Form zahlreicher kleinerer Stöcke und Lager, welche fast allenthalben die Gneise des Donau-Moldaugebietes durchsetzen. Der südliche Hauptstock besitzt eine rechtwinklig gebogene Gestalt mit dem Scheitel zwischen Sarmingstein und Ardacker unterhalb Grein an der Donau und umfaßt das nordwestliche Niederösterreich, beinahe ganz Oberösterreich nördlich der Donau und das südlichste Böhmen; er sendet von diesem Kerne aus einerseits einen breiten Arm gegen Nordnordost über das Gebiet der Donau-Moldau-Wasserscheide bis Windig-Jenikau nördlich von Iglau und einen zweiten Arm gegen Westnordwest, der nur stellenweise über die Donau übergreift, und durch Buchten und Zwischenlagerungen von Gneis vielfach zerstückelt, sich zuletzt in einzelne größere und kleinere Partien auflöst, als deren westlichste Ausläufer die Granite bei Amberg und Regensburg gelten können.

Die zweite große Masse bildet das mittelböhmische Granitgebirge, annähernd geradlinig begrenzt gegen die nordwestlich vorliegenden azoischen Schiefer von Skworetz bei Böhmisch-Brod über Rziczan, Eule, Neu Kuin, Nepomuk und über Klattau hinaus bis in die Gegend nördlich von Neuern. Die südöstliche Grenze gegen die Gneise hat dagegen höchst unregelmäßigen Verlauf, mit Buchten, Vorsprüngen und Übergängen in den Gneis.

Die Ausläufer dieses Stockes bei Bergstadtl und Schüttenhofen sowie die zahlreichen Granitinseln im Gebiete der Wottawa führen hinüber zu den Graniten des Böhmerwaldkammes und Plöckensteins, die sich wieder an den südlichen Hauptstock anschließen. Dazu kommen zahlreiche kleinere Granitstöcke, welche die Gneise zwischen beiden Hauptstöcken an vielen Stellen durchbrechen und an vielen Punkten aus der Wittingauer Ebene hervortauchen. Im Osten, in Niederösterreich und in Mähren, sind der ziemlich geradlinigen Grenze des nördlichen Hauptstockes einzelne zusammenhängende Stöcke vorgelagert. Der südlichste liegt noch am rechten Donauufer; es ist die schmale Granitpartie bei Matzleinsdorf und Zelking unweit Melk. Beträchtlichere Ausdehnung besitzt der Stock von Döllersheim, zwischen Rastenfeld und Zwettl. Der größte dieser Stöcke ist aber die Granitmasse von Trebitsch und Groß-Meseritsch; sie entsendet kleinere Ausläufer westwärts gegen Iglau (Pirnitz und Wiese) und nordostwärts nach Bobrau und Neustadtl. Aber auch die Granitstöcke, welche in einzelnen

Gegenden aus dem mittelböhmischen Gebiete azoischer Schiefer aufragen, wie bei Losina, südlich von Pilsen, zwischen Staab und Merklin, bei Kolautschen südlich von Kladrau, ferner die Granitstöcke bei Bischofteinitz und südwestlich von Taus, die langgestreckte Masse von Neustadl, Tachau und Plan, welche zu den Graniten des Karlsbader Gebirges hinüberführen und die ausgedehnten und zahlreichen Granitpartien des nördlichen Böhmerwaldes und des Oberpfälzer Waldes, welche von Neuburg über Naabburg, Vohenstraß, Tirschenreuth und Mähring die Verbindung herstellen von den südlichen Graniten bis zu denen des Fichtelgebirges — alle diese und alle vorher genannten regellos gestalteten und regellos in verschiedenartige Gebirge verstreuten Stöcke sind Wiederholungen ähnlich gearteter Massen mit ihren weitgehenden, aber in ähnlicher Weise wiederkehrenden Abänderungen, in Bezug auf Struktur und Mineralbestand und mit denselben gangartigen oder concretionären, accessorischen Bestandmassen.

Ein Weg über den Meseritscher Granitstock, oder durch das Kamptal bei Zwettl, oder durch die schluchtartigen Täler, die im nordwestlichen Oberösterreich zur Donau herunterführen oder quer durch das Plöckensteingebirge bis weit nach Bayern, bietet dem Auge des Geologen das gleiche Bild. Aus der rauhen Oberfläche der klotzigen, rundkantigen Felsen der Talwände oder der sackförmigen, in Gruppen gehäuften Blöcke der Hochflächen blicken die etwa zollgroßen, rechteckigen weißen, selten blaßgelblichroten Orthoklase, wenn nicht Flechten und Moos die Gesteinsbeschaffenheit völlig verhüllen. An der frischen Bruchfläche sieht man im spätigen Bruche der porphyrischen Feldspate die der längeren Kante parallele Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge. In der Grundmasse liegen mittelkörnige Feldspate beiderlei Art, graue Quarzkörner und Biotitschuppen in wechselnder Menge. Der Zutritt von weißem Glimmer oder von Hornblende bestimmt deutlich die Schwankungen von mehr saurer zu mehr basischer Zusammensetzung des Magmas bei mehr oder weniger unveränderter Struktur. Im Feldboden und im Sande der Fahrwege solcher Granitstrecken sind die massenhaften kantigen Spaltstücke der Orthoklase bezeichnend.

Gesteine dieser Art bilden den verbreitetsten Grundtypus unter den Granitstöcken des Donau-Moldaugebietes. Die biotitführenden Varietäten entsprechen dem porphyrartigen Granit älterer Autoren oder dem Kristallgranit Gümbels. In großen Gebieten gesellt sich zu den Bestandteilen noch kurz- oder langstengelige Hornblende, so daß der Gestein als grobporphyrischer Amphibolgranitit zu bezeichnen ist. Solche Gesteine beherrschen das oberösterreichische Gebiet, ferner die niederösterreichischen Regionen, namentlich an den östlichen Rändern. Die östlich vorgelagerten Stöcke von Trebitsch, Groß-Meseritsch, Döllersheim bei Zwettl und Zelking bei Melk bestehen der Hauptsache nach aus besonders basischen biotit- und hornblendereichen porphyrischen Amphibolgranititen; auch die kleineren Aufbrüche im Norden bis Neustadtl in Mähren gehören denselben Gesteinen

an und die große Gleichförmigkeit der einzelnen weitentfernten Aufbrüche von Zelking südlich der Donau bis zum Quellgebiete der Schwarzawa ist sehr auffallend.

Im westlichen Teile des südlichen Hauptstockes sind die porphyrartigen Granite im allgemeinen etwas ärmer an farbigen Bestandteilen und enthalten hie und da auch spärlichen weißen Glimmer. Es sind die Übergänge aus den Graniten des Plöckenstein in diejenigen der oberen Moldau in der Umgebung von Friedberg und Hohenfurth und in die westlichen Granite des Gebietes der kalten Moldau und gegen Kuschwarda. Hier findet übrigens ein großer Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit statt, von grobporphyrischen zu gleichmäßig mittelkörnigen Typen und von wahren Granititen zu Zweiglimmergraniten. Am linken Moldauufer besteht die Berggruppe der Fuchswiese und des Langenberges bei Schönau aus dunkelm Amphibolgranitit.

Auch im bayrischen Grenzgebirge sind die porphyrartigen Granite sehr verbreitet, doch scheint Gümbel unter seinem Kristallgranit etwas mehr saure Typen zu verstehen. Während die österreichischen Autoren den Namen porphyrartiger Granit recht häufig auf die Amphibolgranitite angewendet haben, hebt Gümbel von seinen Gesteinen hervor, daß ihnen der weiße Glimmer selten vollkommen fehlt und Hornblende wird als Gesteinsbestandteil nicht erwähnt.[1] Noch inniger vermengt und durch Übergänge verbunden mit verwandten zweiglimmerigen Graniten, treten die Kristallgranite im bayrischen Walde in grauen oder rötlichen Abarten vielleicht etwas mehr lokalisiert auf, gewinnen aber trotzdem immer noch große Verbreitung, besonders an der Donau bei Wörth und bis Regenstauff, bei Naabburg und Pfreimd und noch weit im Norden im Tirschenreuther Walde; gegen das Fichtelgebirge zu verlieren sie aber an Verbreitung.

Auch in den Granitstöcken des nördlichen Böhmerwaldes sowie im Osten der Linie des böhmischen Pfahles sind die porphyrartigen Granite noch ziemlich verbreitet, werden aber teilweise verdrängt durch die unregelmäßig grobkörnigen und kleinkörnigen, zum Teil zweiglimmerigen Abarten.

Im mittelböhmischen Granitgebiete trifft man wieder auf weite Strecken in porphyrartiger Ausbildung sowohl Granitite als Amphibolgranitite; überhaupt hat dieser Granitstock eine besonders basische Zusammensetzung, wie der Übergang in syenitische und dioritartige Gesteine erweist. Nach Katzers Angaben[2] nehmen die porphyrartigen Ausbildungen im Vergleiche zu den gleichmäßig körnigen Gesteinen im allgemeinen mehr die Ränder und die höher gelegenen Teile des Stockes ein. In der Nähe des Randes sind die porphyrischen Orthoklase besonders groß (bis 10 *cm*) und reichlich vorhanden; gegen die Mitte des Stockes und in den tiefer gelegenen Tälern

[1] Gümbel, Geologie von Bayern, Bd. II, 1894, S. 434. Nur bei dem lagerförmig auftretenden porphyrartigen Granit werden die Übergänge zu hornblendeführenden und Syenitgraniten hervorgehoben. Geogn. Beschreib. d. ostbayr. Grenzgebirges, 1868, S. 284.

[2] Geologie von Böhmen, S. 749.

nehmen diese Feldspatzwillinge bald ziemlich rasch, bald sehr allmählich an Zahl und Größe ab; in den körnigen Granititen und Amphibolgranititen findet man nur selten vereinzelte größere Feldspatausscheidungen. Die Anreicherung der großen porphyrischen Feldspate in den Randpartien, die zu förmlichen Riesengraniten führen kann, oft auch mit einer unregelmäßig fluidalen Anordnung der länglichen Durchschnitte verbunden ist, kann übrigens auch an manchen Rändern des südböhmischen Hauptstockes beobachtet werden, wie z. B. bei Grein und Sarmingstein a. d. Donau und bei Zwettl weiter im Norden. In der Regel vollziehen sich aber, wie bereits bemerkt wurde, an den Rändern der Granitstöcke Übergänge in gneisartige Gesteine, wie das auch im südöstlichen Gebiete des mittelböhmischen Granitstockes und fast am ganzen Südostrande der Fall ist.

Neben dem porphyrartigen Granit haben die älteren Autoren den bereits erwähnten gleichmäßig körnigen Granit unterschieden. Die wichtigste Abart ist nach ihrem Hauptverbreitungsgebiete von Hochstetter als Plöckensteingranit bezeichnet worden; ein Name, der übrigens manchmal mit dem der ganzen Gruppe gleichbedeutend gebraucht worden ist. Bezeichnend für den Plöckensteingranit ist das gleichmäßige recht grobe Korn und das Auftreten beider Glimmer, im Gegensatze zu den fast ausschließlich, und zwar viel reichlicher biotitführenden porphyrartigen Graniten. In struktureller Hinsicht finden sich in der Masse häufig Übergänge in porphyrartige Typen; so wird es z. B. kaum möglich sein bei einer Wanderung durch das blockreiche Moldautal von Friedberg gegen Hohenfurth eine bestimmte Grenze zu ziehen zwischen beiden Granitarten.

Trotzdem ist das Gebiet des Plöckensteiner Granites ungemein einförmig im Vergleich zu dem der porphyrartigen Granite. Es fehlen basischere Schlieren und Konkretionen sowie die Einschaltungen feinkörnigerer Ausscheidungen und auch pegmatitische Gangbildungen sind sehr selten. In vollkommen gleichbleibender Beschaffenheit bildet dieser Granit den südöstlichen Hauptkamm des Böhmerwaldes, vom St. Thomasgebirge und der Paßniederung an der böhmischen Grenze bei Aigen über den Hochfichtel und Plöckenstein zum Dreisesselberge in Bayern.

Auf bayrischem Gebiete wurden die hieher gehörigen Gesteine von Gümbel als Steinwaldgranit bezeichnet, als eine Unterabteilung, und zwar der grobkörnigen Granite überhaupt, die unter dem Namen der Waldgranite zusammengefaßt wurden. Später aber wurde die letztere Bezeichnung auf die mittelkörnigen und grobkörnigen zweiglimmerigen Granite beschränkt, welche nur hie und da porphyrartige Struktur annehmen. Vom Hauptkamme des Plöckensteines und Lusen südwärts und westwärts ist das Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteine auf bayrischem Gebiete, wo sie im Gegensatze zu den österreichischen Gebieten weit vorherrschen über die porphyrartigen Granite. Ihnen gehören die Granite an im Passauer Walde und in der Umgebung von Hauzenberg im Donaugebiete bei Deggendorf und Oberzell im Oberpfälzer Walde und die ausgedehnten Granitstöcke südlich von Tirschenreuth und

der Steinwaldberge nördlich von Erbendorf, welche hinüberführen zu den gleichartig zusammengesetzten Granitstöcken des Fichtelgebirges.

Die grobkörnigen, zweiglimmerigen Granite des Plöckensteingebirges reichen nicht weit gegen Osten; mit dem St. Thomasgebirge und dem Sternsteingebirge schließt allem Anscheine nach das Gebiet ihrer größten Verbreitung ab.

Zweiglimmergranite und selbst hier und da Muskowitgranite sind zwar in dem breiten Granitarme an der Donau-Moldau-Wasserscheide recht verbreitet, jedoch von anderer Beschaffenheit als die Plöckensteingranite. Häufig nähert sich das Gestein in seinen Merkmalen den sauren randlichen Ausscheidungen oder den granitischen und aplitischen Gangbildungen; eine solche Beziehung wird noch deutlicher, wenn zu den Gesteinsbestandteilen noch Turmalin hinzutritt. Solche Zweiglimmergranite nehmen an der Zusammensetzung der nördlichsten Ausläufer des Granitstockes bei Windig-Jenikau und Iglau großen Anteil und auch der große Granitstock zwischen Swjetla und Humpoletz besteht aus ähnlichen Gesteinen mit stellenweisen kugeligen Nestern von Biotit und Turmalin. Aber auch hier muß ein großer Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit stattfinden, so erwähnt Katzer z. B. vom Granitrande bei Humpoletz porphyrartigen Biotitgranit.[1])

Die turmalinführenden Zweiglimmergranite und Muskowitgranite, welche als größere und kleinere Inseln im nördlichen Teile des Wittingauer Beckens bei Moldauthein, bei Sobjeslau, dann weiter im Norden zwischen Wlaschim und Czechtitz bei Zrutsch an der Sazawa und noch weiter im Norden bis gegen Kohl-Janowitz zu Tage treten, dürften am besten als randliche und spätere Nachschübe saurer Kerne zu betrachten sein.

Mittelkörnige und feinkörnige Biotitgranite herrschen dagegen am Ostrande der Wittingauer Ebene in der Umgebung von Neuhaus und Neu-Bistritz.

Dieselben besitzen eine geringere Verbreitung als die grobkörnigen und porphyrartigen Abarten; in technischer Hinsicht sind diese jedoch weitaus die wertvolleren. Die grobkörnigen Varietäten [mit den großen splitterigen Orthoklasen gestatten keine genaue Kantenzuschärfung und sind weniger widerstandsfähig, sie finden jedoch allenthalben Verwertung als Werksteine bei Bahnbauten, beim Straßenunterbau und in den Uferwerken der Donau sieht man sie auf weite Strecken bis in die Nähe von Wien. In sehr vielen Gegenden werden die großen Blöcke, welche über die Plateauflächen zu Tausenden verstreut sind, verarbeitet.

Die feinkörnigen Granite, zum größten Teile Biotitgranite, hie und da aber auch zweiglimmerig, sind wegen ihrer Härte geschätzt als Pflastersteine und können auch zu größeren Dekorationssteinen verwendet werden. Die Stadt Wien bezieht ihr Straßenpflaster sowohl aus dem südlichen als auch aus dem mittelböhmischen Granitstocke z. B. von Beneschau und Konopischt in Böhmen, aus der Umgebung von Gmünd in Niederösterreich, vor allem aber

[1]) l. c. S. 507.

aus Oberösterreich. In der Umgebung von Schärding am Inn bei Allerding, bei Gapperding, Pramhof u. a. O. befinden sich ausgedehnte Steinbrüche auf feinkörnigen Granit; das größte Gebiet feinkörniger Granite, freilich öfter durchbrochen von porphyrartigen Abarten, befindet sich an der Donau unterhalb Linz und zieht sich von Luftenberg unterhalb Steyeregg über Mauthausen, Schwertberg, Perg und Pergkirchen bis Dornach bei Grein.[1]) Aber auch nördlich von der Donau befinden sich an vielen Punkten Granitbrüche, so bei Grammastetten, bei Käfermarkt, zwischen Kerschbaum und Unter-Haid.

Die Steinbrüche gewähren lehrreiche Einblicke in die Verbandsverhältnisse der Gesteinsabarten.

In den Steinbrüchen von Dornach bei Grein a. d. Donau erscheinen die feinkörnigen Granite als 30 bis 40 *m* mächtige Lager, zwischen lockeren, scharf abgegrenzten feinschiefrigen und blättrigen Massen, die fast ganz aus dunkelbraunen Glimmer bestehen, dem sogenannten „Flinz" der Steinbrucharbeiter. Zu ihnen gesellen sich noch häufig wechselnd breite Gneislagen (Flasergranite) mit oder ohne Feldspataugen. Der ganze Komplex der geschichteten und der granitischen Lagen und Bänke streicht gegen Nordwest und fällt unter 20 bis 30° gegen Nordost, also gegen die Hauptmasse des großen Stockes, und erweist sich als schlierig erstarrte Masse von sehr wechselndem chemischen und strukturellen Bestande.[2])

Neben den zweiglimmerigen und zum Teile auch den feinkörnigeren Varietäten, als sauren Abarten, entwickeln sich aus den allgemein verbreiteten porphyrartigen Granititen, anderseits durch Anreicherung der schwarzgrünen Hornblende basischere Glieder, welche von den älteren Autoren als Syenite bezeichnet wurden, obwohl ihnen der Quarz nur selten vollkommen fehlt. Im südlichen Hauptstocke gehen sie nur in beschränkten Gebieten aus den porphyrartigen Amphibolgranititen hervor, wie im Gebiete der großen und kleinen Mühl in Oberösterreich und an den zunächst gelegenen Donaustrecken. Viel größere Verbreitung gewinnen sie im mittelböhmischen Granitgebiete, das ja, wie bereits erwähnt, im großen ganzen einen mehr basischen Charakter besitzt; sowohl die südlichsten Ausläufer zwischen Bergstadtl und Schüttenhofen als auch die nördlichsten Gebiete an der Sazawa sind durch besonders reichliche Übergänge in syenitische Gesteine ausgezeichnet. Hieher gehören auch die sogenannten Syenite des Granitgebietes zwischen Kreuzberg und Hlinsko und die hornblendereichen von Rosiwal als Quarzglimmerdiorit und Amphibolgranitite bezeichneten Gesteine der Granitmasse von Politzka und Prosetsch am nordöstlichen Rande des Urgebirges. Sie stehen in

[1]) Graber bezeichnet ihn hier als Randgranitit. Die porphyrartigen Granitite werden von ihm als „Randporphyr" und die Gesteine vom Typus des Plöckensteingranites als „Kerngranitit" bezeichnet.

[2]) Ähnliche innige Verbindungen verschiedener Granitarten, zum Teil in Verbindung mit Gneisbänken (Flasergranititen), beschreibt Graber aus einigen Steinbrüchen des Mühlviertels.

inniger Verbindung mit grauen Biotitgraniten und Granitgneisen, welche weiter im Nordwesten die Hauptmasse der Granitstöcke des Eisengebirges ausmachen.

Ganggesteine.

Das ganze Donau-Moldaugebiet, sowohl Granit als Gneis, wird vieltausenfältig durchschwärmt von verschiedenartigen Ganggesteinen, welche zur Gefolgschaft der Granite gehören, in ihrer stofflichen Zusammensetzung teils den Graniten entsprechen, teils die größten Gegensätze darbieten, wie sie den polar entgegengesetzten Spaltungsprodukten eines granito-dioritischen Magmas zukommen.

Zu den ersteren können in gewisser Hinsicht die Lagergranite gerechnet werden; es sind lagerhaft dem Gneise eingeschaltete Massen mit der Zusammensetzung der Granite, in der Struktur zwischen Granit und Gneis schwankend und im Handstücke von ersterem oft nicht zu unterscheiden; häufig weisen sie noch bei gneisartiger Struktur die porphyrischen Orthoklase benachbarter Granitstöcke auf.[1] Am häufigsten treten sie wohl dort auf, wo der Gneis mit dem Granit durch Übergänge verbunden ist.

Weitaus die größte Menge der Ganggesteine gehört den sauren Resten an, die erst nach Festwerdung des Granites dessen unzählige Schwundklüfte erfüllt haben und ringsum weit und breit die kristallinischen Schiefergesteine durchschwärmen. Mit Ausnahme der schlecht aufgeschlossenen und einförmigen Waldgebirge des Plöckenstein wird man kaum irgendwo in der ganzen Region eine größere Strecke durchwandern, ohne die Lesesteine weißer Aplite oder grobkörniger, spätiger Pegmatittrümmer, oder auch die schnurgeraden Adern oder knotigen Trümmer und Linsen solcher weißer Gesteine im anstehenden Granit und Gneis anzutreffen. Auf einigen Exkursionen wird man unschwer eine ganze Reihe von Zwischengliedern sammeln können von feinkörnigen biotitarmen Granititen zu mittelkörnigen Zweiglimmergraniten, zu muskowitführenden und zu völlig glimmerfreien Apliten, bis zu Schriftgraniten und vielleicht auch zu den großkörnigen Pegmatiten und Riesengraniten, welche dezimetergroße Feldspatindividuen und Glimmertafeln enthalten und in denen der Quarz auf Drusen zu fußgroßen Bergkristallen oder Rauchquarzen auskristallisiert ist. In gewisser Hinsicht kann man die Gänge weißen Quarzes, welche in manchen Gegenden in besonderer Zahl und in großem Maßstabe entwickelt sind, als die sauersten aus rein wässeriger Lösung hervorgegangenen Endglieder der Reihe betrachten, wenn sie auch nicht mehr so unmittelbar von den Granitstöcken hergeleitet werden können, wie die Aplite und Pegmatite.

Unbeschadet der allmählichen Übergänge von Granit zum Gneis, bilden sich oft in der Nähe der Granitgrenze durch Häufung der aplitartigen Gänge förmliche Randzonen aus; da die Gesteine dieser Gänge in ihrem kom-

[1] J. Lehmann. Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884, S. 70 ff.

pakteren Gefüge schwerer zerfallen, bilden sie oft auf weite Strecken das alleinige Blockmaterial des Feld- und Waldbodens und man wäre leicht geneigt einen größeren Stock von Aplitgranit auf der Karte auszuscheiden, wenn nicht gelegentlich ein tiefer Bachriß, ein Hohlweg oder eine Regenschlucht Aufschluß geben würde über das wahre gegenseitige Verhältnis der Gesteine. Das ist z. B. der Fall bei den schneeweißen turmalin-führenden Sericitapliten, welche in der Gegend von Kojetitz an der Nordwestbahn zwischen Mährisch-Budwitz und Startsch in Form größerer und kleinerer Blöcke auf eine Fläche von mehr als 10 *km*² verstreut sind.

In den Granitmassen treten meistens die weißen glimmerfreien oder sericitischen Aplite von kleinem oder mittlerem Korne auf, oft von schriftgranitischem Habitus, fast stets mit Turmalin, seltener mit Granat. Als weiße, oft schnurgerade Adern zeichnen sie sich scharf ab von der umgehenden Gesteinsmasse. Sie können 10 bis 20 *m* mächtig werden. Wegen ihrer Härte werden sie für Straßenbeschotterung dem Granite vorgezogen und öfters bezeichnet eine in gerader Richtung über die Felder und Hügel hinlaufende Reihe von Schottergruben den kilometerlangen Ausbiß der Spaltausfüllung.

Die grobkörnigen Pegmatite und Schriftgranite finden sich in der Regel in den umgebenden Gesteinen, seltener in der Granitmasse selbst. Hier haben sich die größten Feldspatindividuen und die verschieden gefärbten Bergkristalle, oft durchwachsen von großen Glimmerscheiben oder Säulen, abgeschieden; selten fehlen die Säulen von schwarzem Turmalin. Hie und da haben sich in den entlegeneren Spalten die am leichtesten flüchtigen Substanzen, wie Fluor, Bor und Lithium angereichert und Veranlassung zur Bildung seltener Mineralien gegeben. Ich nenne nur die Fundorte von Lithionglimmer (Lepidolit) und rotem Turmalin (Rubellan) von Schüttenhofen in Böhmen und von Roschna bei Pernstein in Mähren und die Berylle von Pisek.[1])

Nicht alle Gesteine enthalten die Pegmatitgänge in gleicher Anzahl und Ausbildung; die glimmerarmen, klüftigen Granulite scheinen besonders befähigt zu sein, die breiteren Gänge aufzunehmen, während diese sich in glimmerreichen Gneisen mehr in den Schichtfugen zersplittern und die Bildung von Adergneisen befördern mögen. Vor allem aber fehlen die pegmatischen Gänge fast niemals in den kristallinischen Kalken. Für alle älteren Beobachter war diese stete innige Vergesellschaftung der beiden Gesteine eine auffallende Erscheinung; sie gibt Veranlassung zur Entstehung verschiedenartiger Kalksilikate, wie Skapolith, Tremolit, Wollastonit, Epidot, Granat, verschiedener Augite u. a.

Wo die Pegmatite mächtiger anschwellen, hat sich öfters Gelegenheit geboten zu lohnender Gewinnung von großspätigem Feldspat. Bei Horaždiowitz und Pisek wurde der Abbau bereits vor mehr als hundert Jahren be-

[1]) Von lithionitführenden Graniten, als einer besonderen Gruppe im Erzgebirge wird noch unten die Rede sein.

trieben und das Gebiet des südwestlichen Böhmen scheint auch heute am reichsten an Feldspat zu sein. Jedoch auch im östlichen Böhmen, in der Umgebung von Humpoletz und an verschiedenen Punkten des mährischen Urgebirges ist wenn auch mit ungleichem Erfolge die Gewinnung von Feldspat in Angriff genommen worden.[1])

Weit weniger verbreitet und wohl auch im Felde wegen der dunklen Färbung weniger auffallend als die sauren Gänge der Aplitreihe sind die basischen Glieder der Spaltungsreihe des granitischen Magmas, die sogenannten lamprophyrischen Ganggesteine. Sehr mannigfache Typen dieser Gruppe sind bereits aus verschiedenen Gegenden des südlichen Urgebirges teils bloß erwähnt, teils auch beschrieben worden. Quarzporphyrartige Gesteine, wie sie zum Beispiel in manchen Gegenden des Böhmerwaldes und bayrischen Waldes als lose Blöcke gefunden werden, sind in ihrer Zusammensetzung und Struktur noch recht nahe verwandt den porphyrartigen Graniten. Die verbreitetsten hieher gehörigen Gesteine sind recht feinkörnige Dioritporphyre, dazu kommen feinkörnige oder porphyrische Gangsyenite und viele ähnliche Gesteine, welche den Amphibolminetten, Augitminetten, Kersantiten, Quarzglimmerdioriten u. s. w. zuzurechnen sind. Auch die von Weinschenk den Vintliten zugerechneten Dioritporphyrite der Passauer Graphitgebiete gehören hieher. Weniger sicher ist das in Bezug auf die von Weinschenk als Bojite bezeichneten gabbroähnlichen Lagergänge und Stöcke derselben Gegend.[2])

Alter der Granitstöcke.

Über die wichtigste Frage, welche die Granitstöcke betrifft, über die Frage nach ihrem Alter, kann man eine Auskunft aus ihrem Verhältnisse zu den Nebengesteinen erwarten. Da es aber noch nicht einmal entschieden ist, ob die verschiedenen Granitstöcke oder auch die einzelnen Teile der größeren Stöcke einer einzigen oder mehreren Eruptionsepochen angehören, ist eine befriedigende Antwort auf diese Frage nicht zu erwarten.

Bezüglich des Verhältnisses zum Gneis wurde bereits hervorgehoben, daß allmähliche Übergänge die Regel sind. Man erhält entschieden den Eindruck, daß der Gneis durch die Nähe des Granites umgeformt und beeinflußt wurde. Gleiche Temperatur und Druckverhältnisse innerhalb der Granitstöcke und in deren weiterer Umgebung mochten die Auskristallisation der gleichen oder ganz ähnlicher Mineralien in den Gneisen veranlaßt haben, wie in der langsam erstarrenden Granitmasse selbst. Ja man wird versucht zu glauben, daß die ganzen Gesteinsmassen des Donau-Moldaugebietes ihre strukturelle Beschaffenheit und mineralogische Zusammensetzung zur selben Zeit erworben haben, und zwar unter dem Einflusse der empordringenden

[1]) F. Katzer. Die Feldspatindustrie Böhmens. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1896, S. 647.

[2]) Weinschenk l. c. S. 538—543, ähnliche Gesteine behandelt J. Woldřich (Sohn). Über Ganggesteine und den Zuzlawitzer Kalk im Wolynkatale des Böhmerwaldes. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1901, Heft 2, S. 178—224.

granitischen Masse, welche eine intensive und lange andauernde Durchwärmung des ganzen Gebirges zur Folge hatte. Die enge Verwandtschaft der katogenen Metamorphose mit der Kontaktmetamorphose, die so auffallend deutlich in der Umwandlung der Kalksteine zu Tage tritt, ist bereits öfters hervorgehoben worden. In dieser Ansicht wird man noch bestärkt durch den Verlauf des Schichtstreichens in der Umgebung der Granitstöcke. In der Regel, jedoch durchaus nicht überall, schmiegen sich die Gneisschichten an die Umrisse der Granitstöcke an. Das gilt namentlich bezüglich des Verlaufes der Gesteinszüge im großen. In dem Gebiete von Wlaschim, Tabor und Pilgram, welches von den Graniten bei Swietla, Windig-Jenikau und Kamenitz im Osten und Süden, vom mittelböhmischen Granitstocke mit dem Vorsprunge bei Tabor im Westen bogenförmig umschlossen wird, beschreiben auch die Gneise mit ihrem Streichen einen förmlichen Halbkreis. Bei Pilgram ist das Streichen gegen Nordost, bei Neu-Czerekwe, Patzau und Bergstadtl Ostwest und biegt von hier gegen Miltschin nach Norden und weiterhin selbst in die Nordwestrichtung (Launowitz) um. Hier scheint die große Zahl kleinerer Granitmassen in ihrer Gesamtheit auf das Streichen bestimmend zu wirken. Kleinere Stöcke stören in der Regel die Streichungsrichtungen nicht und bei den vielen Ausbuchtungen der Grenzen wird man beobachten können, daß die einzelnen Lagen der Schiefergesteine quer durchschnitten werden.

Keinesfalls können die granitischen Massen als kuppen- oder domförmige, von den schiefrigen Gesteinen zwiebelschalig ummantelte Aufwölbung aufgefaßt werden, wie das bei den Tiefenmassen anderer Gegenden der Fall ist. Schon die frühesten Beobachter haben bei wiederholten Gelegenheiten auf die Tatsache hingewiesen, daß auf weite Strecken die Schiefergesteine nicht, wie man vielleicht erwarten sollte, dem Granit aufliegen, sondern unter wechselnd steilem Winkel gegen denselben einfallen. Hochstetter glaubte aus der Lagerungsweise der Granite im Böhmerwalde folgern zu dürfen, daß sie nicht eruptiven Ursprunges seien, da die Gneise mit dem Hauptstreichen des Gebirges von Südost nach Nordwest böhmischerseits den Granit regelmäßig überlagern und auf bayrischem Gebiete ebenso regelmäßig mit einem Winkel von 45—65° die Granite unterteufen, daß demnach die Granitmasse ein mächtiges, dem Gneisgebirge eingeschaltetes Lager bilde. In gleicher Weise unterteufen die Gneise mit nordöstlichem Einfallen die dem Hauptstocke des Böhmerwaldes vorgelagerten Granitmassen von Mader und von Stubenbach im Quellgebiete der Wottawa. Viele Beispiele für solches Einfallen gab Zepharovich[1] aus dem Gebiete der Wottawa und der Umgebung von Wollin und leicht ließen sich noch weitere Beispiele aus der älteren und neueren Literatur hinzufügen.

Dem mittelböhmischen Granitstocke sind mehrere größere und kleinere Lappen von Tonschiefer und Phyllit aufgelagert; es sind die Reste einer

[1]) Beiträge zur Geologie des Pilsner Kreises in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 271 ff.

einstmals zusammenhängenden Überdeckung. Die Umrisse der größten Partien, bei Ondrzejow im Nordosten, ferner bei Eule und Neweklau, zwischen Seltschan und Altsattel und zwischen Kamaik, Mirowitz und Sedlitz, zeigen im allgemeinen von Nordost gegen Südwest gerichtete Streckung; diese Richtung ist zugleich die Hauptrichtung des Streichens. Die Fallrichtung wechselt zwischen Nordwest und Südost so, daß die einzelnen Lappen wellenförmig zusammengestaute Sättel und Mulden darstellen.[1])

Die Gesteine sind dunkle Tonschiefer und bald mehr bald weniger kristallinische Phyllite. Dazu gesellen sich noch Quarzite, kristallinische Kalke und Conglomerate, welche in den südlicheren Inseln in der Umgebung von Seltschan den hangenden Teilen der Gesteinsreihe angehören. Ebenso wie die umgebenden Granite und das dem Granitstocke nordwestlich vorliegende Gebiet, azoischer Schiefer, sind auch die Phyllitinseln reichlich durchsetzt von dioritischen und porphyrischen Gängen.

An den Grenzen gegen den Granit nehmen die Phyllite immer mehr Glimmer auf und gehen in Glimmerschiefer und gneisartige Gesteine über; die letzteren wurden von Jokely als Gneisphyllite bezeichnet. Wiederholt wird ein lagenförmiger Wechsel von Phylliten und Graniten beschrieben. Auch Knotenschiefer und Fruchtschiefer stellen sich an den südlichen Phyllitlappen und hornfelsartige Bildungen an den Phylliträndern der nördlichsten Insel ein (z. B. bei Seltschan und bei Hoch-Chlumetz).

Im Gebiete der nördlichsten Phyllitinsel bei Ondrzejow zwischen den Orten Wodjerad und Zwanowitz befindet sich eine Einlagerung von dunkelblauschwarzen Tonschiefern und Quarziten, deren Mächtigkeit auf mehr als 100 *m* veranschlagt wird. Bereits Krejčí und Helmhacker haben diese Schichten aus petrographischen Gründen dem Untersilur zugerechnet, und Katzer identifiziert die dunkeln Tonschiefer mit den höchsten Lagen des Schieferzuges Dd_1 ($d_1\gamma$ = Illaenusstufe) und die darüber folgenden Quarzite mit der Quarzitstufe Dd_2. Die Tonschiefer zeigen deutliche Beeinflussung durch den Granit durch das reichliche Auftreten von Chiastolith.[2])

Obwohl die azoischen Schiefer an der langen Granitgrenze von Klattau bis Skworetz, bisher ebenfalls nur an kleinen Strecken, genauer studiert wurden, läßt sich doch erkennen, daß ihr Verhalten gegen den Granit ein ganz ähnliches ist, wie an den Rändern der Phyllitinseln.[3]) Nur scheint die Metamorphose hier etwas mehr abgeschwächt zu sein. Aber auch hier werden die Schiefer mit ihrer Annäherung an den Granit immer reicher an Glimmer und in höherem Maße kristallinisch; die Umwandlungszonen sind jedoch von ungleicher Breite. Im Süden bei Klattau, am Angelflusse beträgt die glimmerreiche und kristallinische Zone mehr als 10 *km*,

[1]) Jokély, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 400.

[2]) F. Katzer, Die isolierte Silurinsel zwischen Zwanowitz und Wodjerad in Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 285—288.

[3]) S. für das folgende Katzers Geologie von Böhmen. S. 637 ff.

während sie im Norden nur wenige Meter, ja selbst nur Dezimeter betragen kann.

An verschiedenen Stellen entwickeln sich aus den glimmerreichen Gesteinen Fleckschiefer und Knotenschiefer; zunächst an mehreren Punkten der Randzone von Klattau gegen Nepomuk. Auch gneisartige Gesteine, häufig durchzogen von pegmatitischen Adern, erscheinen an manchen Punkten des Granitrandes (z. B. Pinowitz bei Rosmital, bei Klattau, bei Nepomuk u. a. O.).

Ein Stück der Randzone im nördlichen Teile nächst dem Städtchen Rziczan ist von F. Katzer beschrieben worden. Hier konnte eine Reihe von Umwandlungszonen an den azoischen Schiefern unterschieden werden, deren Gesamtbreite 1—4 *km* beträgt. Der normale Urtonschiefer nimmt zunächst eine dunklere Färbung an, welche dem Reichtum an kohligen Substanzen und an Magnetit zuzuschreiben ist. Die dunkle Färbung tritt allmählich streifenweise auf, so daß sich eine Grenze zwischen dem normalen, grünlichgrauen und dem geschwärzten Schiefer nicht bestimmen läßt.

Noch innerhalb dieser Gesteine erscheinen an zwei Punkten, in sehr verschiedener Entfernung von der Granitgrenze, sehr glimmerreiche Fruchtschiefer mit sogenannter Weizenkorntextur. Erst in der unmittelbaren Nähe des Granitrandes stellen sich glimmerschieferartige Umwandlungsprodukte ein. Wo sich die unmittelbare Berührung von Granit und Schiefer beobachten läßt, ist der letztere vollkommen massig geworden und in glimmerigen Hornfels umgewandelt. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist ganz scharf, auch wenn der Granit größere Partien oder kleinere Trümmerchen des Hornfelses rings umschließt.

Sehr deutlich ist die kontaktliche Beeinflussung, welche die den Schiefern eingelagerten vorcambrischen Conglomerate der Rziczaner Gegend durch den Granit erfahren haben; auch sie sind in ein quarzreiches, sehr hartes hornfelsartiges Gestein umgewandelt worden, in dem büschelförmige Aggregate von Hornblende als sehr bezeichnende Kontaktbildungen unter dem Mikroskope erkannt werden können.

In der Umgebung von Rziczan bei dem etwa 5 *km* südöstlich von dem Städtchen gelegenen Dorfe Groß-Tehov sind Lappen von mutmaßlich silurischen Gesteinen erhalten geblieben; wie bei Ondrzejow sind es dunkle Tonschiefer, welche der Stufe d_1, und Quarzite, welche der Stufe d_2 zugerechnet werden.[1])

Die Quarzite zeigen keine merkliche Metamorphose, sie treten übrigens auch nirgends unmittelbar an den Granit heran. In den Schiefern der Zone d_1 hat sich dagegen, ebenso wie in der Ondrzejower Gegend, teils knotige Textur, teils Chiastolith in großer Menge als Kontaktmineral entwickelt; der letztere ist freilich fast nur mehr in pseudomorphen Produkten erkennbar (daher Pseudo-Chiastolithschiefer nach Katzer).

---

[1]) F. Katzer. Geologische Beschreibung der Umgebung von Rziczan. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 355—416.

Den Untersuchungen von F. KATZER verdanken wir demnach in erster Linie den Nachweis, daß die Granite des mittelböhmischen Stockes zum mindesten teilweise jünger sind als die vorcambrischen Schiefer und Phyllite und höchstwahrscheinlich auch jünger als das Untersilur. Gewissen Amphibolgranititen und syenitischen Gesteinen innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes schreibt KATZER jedoch ein höheres Alter zu, obwohl solche Gesteine aus den jüngeren Graniten an vielen Stellen durch allmähliche Aufnahme von Hornblende hervorgehen. Als Beweis wird hiefür geltend gemacht, daß in der Nähe von Toditz südlich von Rziczan die Phyllite völlig unverändert in die unmittelbare Nähe des Amphibolgranitites herantreten, während sie im Kontakte mit den jüngeren Graniten stets unverkennbar beeinflußt sind.

Diese Annahme hilft jedoch nicht völlig hinweg über einen gewissen Widerspruch, welcher sich in dem sehr ungleichen Verhalten ganz ähnlicher Granite einerseits zum Gneis und anderseits zu den jüngeren Schiefern äußert. Auf der einen Seite ist ein völlig unbestimmter Übergang, ein förmliches Verschwimmen mit den benachbarten Gneisen die Regel, die schiefrig gewordenen Randzonen lagern völlig konkordant mit den umgebenden Schiefergesteinen, oder die Gneise scheinen mit granitisch körniger Textur und mit Beibehaltung des Mineralbestandes untrennbar mit den Granitstöcken verwachsen, die Kalke innerhalb der Gneise sind im allerhöchsten Grade metamorphosiert und pegmatitische Adern durchschwärmen in großer Zahl die gesamten Komplexe der kristallinischen Schiefergesteine; dazu kommt der wiederholte lagenförmliche Wechsel von Gneis und Granit und das ungemein häufige Einfallen der Gneise unter die Granite, das Anschmiegen des Schichtstreichens an die Umrisse der Hauptgranitstöcke und die gleiche Ausbildungsweise der Mineralien in beiden Gesteinen an den Grenzgebieten; alles Umstände, welche auf ein Eindringen der granitischen Massen vor oder während der Auffaltung des Gneisgebietes, verbunden mit einer innigen Verschmelzung beider Gesteine, hinzudeuten scheinen. Auf der andern Seite sind jedoch auch die weit jüngeren Schiefer kontaktlich verändert, und zwar im Vergleiche zu den Gneisen in weit geringerem Maße. Nur an einigen Stellen findet in den Schieferinseln ein Übergang von phyllitischen Gesteinen zu den Graniten statt; in den Kontaktzonen am zusammenhängenden Nordwestrande ist die Grenze in der Regel ganz scharf. Sollte die ursprünglich verschiedene Beschaffenheit der Gesteine oder ihre verschiedene Tiefe zur Zeit der Granitintrusion genügen, um die Verschiedenheit in der Beeinflussung der stark gefalteten Gneise und der verhältnismäßig nur wenig gestörten vorcambrischen und untersilurischen Schiefer und Quarzite zu erklären? Die Frage schließt sich an die vielen, noch schwebenden Probleme der Geologie des Grundgebirges an.

Basische Stöcke.

Wenn man einen Blick wirft auf irgend einen Ausschnitt aus den reicher gegliederten Gneisregionen des Donau-Moldaugebietes, z. B. aus

dem niederösterreichisch-mährischen oder dem Gebiete südlich von Krumau, so fallen die regellos verstreuten, größeren und kleineren Flecken in die Augen, welche anscheinend völlig unabhängig bleiben von den wechselnden Richtungen und Biegungen der Gneiszüge mit ihren Kalk- und Amphiboliteinlagerungen. So treten die ganz basischen Eruptivmassen in Form einzelner kleiner Flecken auf und obwohl sie an einzelnen Stellen auch mehrere Quadratkilometer große Stöcke bilden, ist ihre ganze Erscheinungsweise völlig verschieden von den ausgedehnten und im allgemeinen doch recht einheitlichen Stöcken der granitischen Massen. Die Ausdehnung einzelner Vorkommnisse kann auf wenige Quadratmeter herabsinken, die, scharf umgrenzt, rings umgeben werden von ganz heterogenen Gneisen oder Granuliten. Ein eigentliches lagerförmiges Auftreten, wie es den oft schmalen und weit verfolgbaren Amphibolit- und Granulitzügen zukommt, wird selten beobachtet, obwohl die einzelnen Aufbrüche häufig in der Richtung des Schichtstreichens gestreckt sind und sich kettenartig aneinander reihen; die Regel sind ganz unregelmäßig gestaltete, isoliert oder gruppenweise auftretende Massen.

Die basischen Gesteine, welchen diese Formen des geologischen Auftretens gemeinsam sind, beanspruchen wegen ihres sehr wechselnden mineralogischen Bestandes vielerlei Bezeichnungen. Es sind Gabbros, Diorite, Eklogite, Amphibol- und Granatfelse, vor allem aber die Peridotite und am weitesten verbreitet ist das Umwandlungsprodukt dieser Gesteine, der Serpentin als Granatserpentin oder Bronzitserpentin. Wegen der ungemein wechselnden Beschaffenheit in den einzelnen Stöcken ist eine scharfe Trennung der genannten Gesteinstypen in der Regel nicht durchführbar und fast stets wird man unmittelbar neben den Serpentinen eines der anderen Gesteine antreffen. Der Reichtum an Magnetit in manchen Eklogiten und Gabbros hat den Abbau solcher Gesteine veranlaßt, wie z. B. bei Hammerstadt an der Sazawa, an mehreren Stellen östlich von Deutsch-Brod, bei Wiechnow unweit Bistritz und Pernstein in Mähren, bei Krzischanau nordöstlich von Groß-Meseritsch, bei Jappons, südöstlich von Zlabings; gegenwärtig liegen wohl alle diese Baue brach.

Eine viel bemerkte und noch nicht befriedigend erklärte Eigentümlichkeit ist die häufige Vergesellschaftung von Serpentin und Granulit. Diese in chemischer Hinsicht so völlig gegensätzlichen Felsarten scheinen förmlich einander anzuziehen. Schon Gümbel machte auf diese Merkwürdigkeit aufmerksam.[1]) Die Granulitgebiete des Böhmerwaldvorlandes zwischen Prachatitz und Krumau gehören zu den reichsten an Serpentinaufbrüchen; meistens finden sich letztere an der Grenze zwischen Gneis und Granulit, doch wird das ausgedehnteste dieser Serpentingebiete im Tale des Berlaubaches südwestlich von Budweis rings von Granulit umschlossen. Auf dem Wege von Adolphsthal den Berlaubach aufwärts zum Dorfe Krems trifft man wiederholt Wechsellagerungen von Serpentin und Granulit und an mehreren Punkten kann man das scharfe Aneinanderstoßen beider Gesteine, welche

[1]) Geognostische Beschreibung von Bayern. S. 361.

gegen die Grenze zu keinerlei Veränderung zeigen, sehr gut beobachten (Fig. 2 und Fig. 3). Das Gleiche trifft man an einigen Punkten im mährischen Gebiete; in den mächtigen Serpentinmassen, welche die Iglawa nahe dem Urgebirgsrande oberhalb Eibenschitz durchrissen hat, stehen beim Dorfe Mohelno weiße, bankförmige Einlagerungen von Granulit im dunkeln, klüftigen Gestein, fast senkrecht einfallend an. Zwischen Etzmannsdorf und Steineck im niederösterreichischen Waldviertel begleitet ein breiterer Serpentinstreifen den Rand eines Granulitzuges und auch dem Granulit in den Bergen zwischen Mautern und St. Pölten fehlen nicht Serpentinmassen.

Fig. 2. Mannigfacher Wechsel zwischen Serpentin und Granulit am Berlaubache zwischen Krems und Adolphsthal, nach HOCHSTETTER.
Glt Granulit, *Sp* Serpentin, *Gt* Granitgang.

Fig. 3. Nachbarschaft von Serpentin und Granulit am Wege von der Hollubauer Mühle nach Krems. Rechts unter dem Strauchwerk und auf der Höhe des Rückens dunkler Serpentin; links weißer, rhomboëdrisch zerklüfteter Granulit.

Die Auslaugungsvorgänge und Verwitterungserscheinungen, welche sich an den klüftigen Serpentinen vollziehen, verursachen die Bildung von wilden, vegetationslosen Felsformen und Anhäufungen kantiger Trümmer, so daß größere Serpentingebiete eigenartige Landschaftsbilder darbieten. Viel genannt sind die wilden Regenschluchten, die sogenannten „Racheln“, welche vom Plansker Wald her zum Tale des Kremserbaches bei Budweis hinabführen.

Vielleicht noch großartiger ist der Typus der Serpentinlandschaft in Mähren entwickelt, an der Iglawa oberhalb Hrubschitz und an den völlig kahlen Seitenschluchten, welche steil von der Hrottowitz-Eibenschitzer Straße zum Haupttale hinabführen. Der Charakter der schroffen und zertrümmerten Gehänge wird hier um so wilder, als die Auswitterung von Magnesit, Calcit und Eisenhydroxiden auf die finsteren Felsen weit sichtbare, grellweiße oder rostrote Flecken gezeichnet hat. Die Unfruchtbarkeit des Serpentinbodens ist wohl bekannt, so daß ihm der Feldbau häufig aus dem Wege geht und hie und da wird man auf den Plateauhöhen Mährens und Niederösterreichs finden, daß ein kleiner Fleck von Serpentin im rings umgebenden Ackerland durch einen kleinen Waldbestand weithin gekennzeichnet ist.

Viele Serpentinstöcke sind Fundstätten von mancherlei Zersetzungsmineralien; von diesen hat der Magnesit technische Verwertung gefunden. Bezeichnend sind die Formen, in denen sich die amorphe, wasserhältige Kieselsäure bei der Auslaugung des Gesteines absetzt, die verschiedenen Arten von Opal, Jaspis und Chalcedon. Weithin zerstreut im Ackerboden, bilden sie oft den Wegweiser für den Geologen zur Auffindung kleiner, entlegener Serpentinvorkommnisse. Ihre Menge kann stellenweise ganz außerordentlich werden, so z. B. in dem wohl kultivierten Ackerlande südlich von Jaispitz und Tulleschitz an der Rokytna in Mähren, wo die Trümmerchen der Halbopale auf viele Quadratkilometer die herrschenden Bestandteile unter den Lesesteinen bilden, während die Serpentine selbst nur selten unter dem Lehmboden bloßgelegt sind.

Der Bau des Donau-Moldaugebietes.

Im Kartenbilde erscheinen die Züge der kristallinen Schiefergesteine als breitere und schmälere Streifen aneinander gereiht, bald in sanfteren Bogen verlaufend, bald in bizarre Windungen und Ausweichungen zusammengestaut, erinnernd an die Fältelungserscheinungen, welche manche Gesteinsflächen im kleinen darbieten; bald bleiben die einzelnen Streifen konstant auf weite Strecken, bald schwellen sie mächtig an, um entweder plötzlich auszukeilen oder sich ganz allmählich zu schmalen, weit verfolgbaren Streifen zuzuschärfen. Sehr deutlich wird das Bild, wo Züge von Amphibolgesteinen in größerer Zahl auftreten und sich im Auskeilen und Wiederanschwellen gegenseitig ablösen, so die flach-linsenförmige Gestalt der einzelnen Gesteinskörper und deren zwiebelschalige Aneinanderschichtung verratend. Die kristallinischen Kalke sind in der Regel in Form kleiner Linsen abgeschnürt; nur in den Gneisglimmerschiefern des Ostrandes sind sie als weithin verfolgbare Lager erhalten geblieben. Die basischen Massen mit den Serpentinen sind als unregelmäßige Flecken, wie zufällig verstreut; nur hie und da sind sie in der Richtung des Hauptstreichens verlängert oder aneinandergereiht. Die Schieferungsflächen fallen fast stets sehr steil, oft auch senkrecht ein. Schwebende Lagerung bildet entschieden die Ausnahme und selbst wo sie auftritt dürfte sie in der Regel keine ursprüngliche sein, wie die Fältelungen und Überbiegungen in kleinen Profilen solcher Gebiete beweisen.

Häufig deutet ein plötzlicher Wechsel in der Schichtstellung, oft auch verbunden mit einem Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit oder dem Verschwinden einzelner oder mehrerer Gesteinszüge, auf das Vorhandensein von Dislokationen, welche sich aber in dem bedeckten Terrain nur selten auf längere Strecken mit Sicherheit verfolgen lassen und die ihre Natur bei dem Mangel jeglicher stratigraphischer Anhaltspunkte kaum näher bestimmen lassen.

Im ganzen besitzen sowohl die aus Sedimenten hervorgegangenen kristallinen Schiefer als auch die Gesteine eruptiven Ursprungs oder, wie oben gesagt wurde, die Paragneise und die Orthogneise nicht nur die gleiche strukturelle Beschaffenheit, sondern auch eine sehr ähnliche Gestaltung der Gesamtkörper. Breitere, einheitliche Linsen, um welche die übrigen Gesteinszüge allseitig ausweichen, werden jedoch nur von den Gneisen des Gföhler Typus und von manchen Granulitgebieten gebildet, welche den Orthogneisen zugezählt werden.

Betrachtet man aber den Bau solcher Granulitgebiete im einzelnen, so sieht man leicht, daß er nichts mehr gemein hat mit dem Baue jüngerer Tiefenmassen oder Laccolithen. Schon HOCHSTETTER hat dies an den Granuliten des Böhmerwaldes nachgewiesen und wollte aus den verschiedenen Lagerungsverhältnissen der drei Granulitellipsoide von Krumau, von Christianberg und von Prachatitz schließen, daß dieselben nicht eruptiv, sondern Massenausscheidungen von gleichzeitiger Entstehung mit den kristallinen Schiefern seien. Die Gleichzeitigkeit dürfte freilich nur insofern zutreffen, als die Granulite zugleich mit den umgebenden Gesteinen zu kristallinen Schiefern geworden und in ihr gegenwärtiges Lagerungsverhältnis gebracht worden sind. Das Granulitellipsoid von Christianberg liegt konkordant im südfallenden Gneis. Das große unregelmäßig gestaltete Granulitgebiet des Plansker Waldes mit dem Schöninger, nördlich von Krumau, bildet dagegen eine Mulde; von allen Seiten tauchen die benachbarten Gneise, Amphibolite und stellenweise auch Serpentine unter den Granulit, welcher somit hier das höchste Glied zu bilden scheint. Das Gegenteil ist bei dem dritten Granulitgebiete des Böhmerwaldes der Fall, bei dem Ellipsoide östlich von Prachatitz; hier lehnen sich die umgebenden Gneise mit nach auswärts gerichtetem Fallen rings an den Granulit an, so daß sie denselben zu überwölben scheinen (Fig. 4 und 5). CAMERLANDER[1] hat die Darstellung HOCHSTETTERS ergänzt; im mittleren Kerne des Prachatitzer Ellipsoides tauchen gneisartige Granulite auf, selbst wieder mit Granuliten wechsellagernd, deren Grenze vollkommen konform verläuft mit dem äußeren Umriß des Ellipsoides; im Zentrum liegt der Granulit nicht horizontal, wie man bei einer Ergänzung des Profiles nach den Lagerungsverhältnissen an den Rändern erwarten sollte, sondern es ließ sich an mehreren Punkten eine steile Stellung des Granulites nachweisen. Es ergäbe sich demnach das eigentümliche Bild eines verkehrten Fächers, indem die Gesteinsbänke sich gegen

[1] C. v. CAMERLANDER. Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, Bd. XXXVII, S. 118.

Norden und Süden mit abnehmendem Einfallswinkel an die mittleren steil gestellten Gesteinsbänke anlehnen.[1])

Denselben eigentümlichen Bau zeigt eine kleinere Granulitpartie bei Borry nördlich von Groß-Meseritsch in Mähren. Die normalen Granulite sind hier vergesellschaftet mit dunkeln, cordieritführenden und granulitartigen Gesteinen, sogenannten „Hornfelsgranuliten“, die vermutlich die umgeänderten Kontaktbildungen zwischen dem Granulit und den umgebenden Cordierit- und Granatgneisen darstellen. Der Granulitzug beginnt ganz schmal beim Dorfe Bobrau, streicht von dort gegen Südwesten und erweitert sich allmählich in die Westrichtung umbiegend, mit dick linsenförmigem Umriß, bis

Fig. 4. Profil durch die Granulitzüge von Christianberg und Prachatitz.

Fig. 5. Profil durch den Granulitzug des Plansker Waldes und des Kluk.

Fig. 6. Profil durch den Granulitzug von Borry bei Groß-Meseritsch. *Glt* Granulit, *Hglt* Hornfelsgranulit, *Gn* Gneis, *CoGn* Cordieritgneis, *Gt* Granit, *Sp* Serpentin, *A* Amphibolit, *E* Eklogit, *K* kristallinischer Kalk.
(Fig. 4 und 5 nach Hochstetter.)

zu einer Breite von 15 *km*; er keilt westwärts beim Dorfe Nettin sehr rasch aus. An seiner breitesten Stelle wird der Granulitzug quer durchströmt von dem Oberlaufe der Oslawa; in dem felsigen Tale ist das Querprofil durch den Granulitkern gut aufgeschlossen, im Süden fallen die Gneise und Granulite etwa 40—50° südwärts, am Nordrande unter gleichem Winkel nordwärts, beiläufig in der Mitte (beim Dorfe Wolschy) kann saigere Stellung beobachtet werden[2]) (Fig. 6).

[1]) J. L. Barvíř sucht die Lagerungsverhältnisse der Granulite von Prachatitz und Christianberg durch Brüche zu erklären. O granulitových „elipsoidech“ u Prachatic a Křištanova. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. Prag. Jahrg. 1894, Nr. XXX.

[2]) Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, Bd. L, S. 615—648.

Die breiten, bogenförmig verlaufenden Granulitzüge bei Namiest an der Oslawa und im Iglawatale sind im ganzen mit recht steilen Schichtstellungen den Gneisen konkordant eingelagert.

Die Granulite, welche den Hauptanteil an den Bergen südlich der Donau zwischen Mautern und St. Pölten ausmachen, bilden nach Czjžek wieder ein Gewölbe, an welches sich im Süden und Südwesten die Gneise und Amphibolite mit einem Einfallen von 40°, im Norden in steileren Stellungen anlehnen.

Die schmäleren Granulitstreifen, welche allenthalben im Donau-Moldaugebiete auftreten, bilden normal eingeschichtete Lager im Gneise oder auch im Gneisglimmerschiefer, ebenso wie die Amphibolite.

Die breiteren Eruptivstöcke, aus welchen die größeren Granulitmassen hervorgegangen sind, wurden offenbar zugleich mit den umgebenden Gesteinen vom Gebirgsdrucke und von der faltenden Kraft überwältigt und in linsen- oder scheibenförmige Gesteinskörper umgewandelt; die neu entstandene Schieferung schmiegt sich, konkordant im Gneis und im Granulit, schalig um den Kern dieser Linsen. Die verkehrtfächerförmige Anordnung der Schieferung, wie sie in den Granulitstöcken von Prachatitz und von Borry beobachtet wird, erinnert neuerlich an die Verschiedenheit zwischen den durch den Gebirgsdruck entstandenen Strukturflächen der kristallinischen Schiefergesteine und der Schichtung der jüngeren Sedimente.

Betrachtet man den Bau des Urgebirges im großen, so findet man, daß, abgesehen von zahlreichen örtlichen Abweichungen, die Hauptrichtungen des Streichens auf lange Strecken anhalten. So die nordwestliche Richtung im bayrischen und böhmischen Walde und die nordnordöstliche Richtung der Gneise, welche in Niederösterreich und in Mähren den Saum des großen Granitstockes begleiten. Diese beiden Hauptrichtungen scheinen durch die Gestalt des großen südlichen Granitstockes bestimmt zu sein, wie überhaupt bereits oben auf den Einfluß der Granitstöcke auf das Schichtstreichen der umgebenden Gneise hingewiesen worden ist. Eine ähnliche Rolle spielen im kleinen die Granulitgebiete.

Der eigentümliche Verlauf der zerstückelten Zone von großschuppigen Zweiglimmergneisen und Glimmerschiefern, welche den Ostsaum des Donau-Moldaugebietes bilden, steht bereits im Zusammenhange mit der Tektonik des moravischen Gebietes. Im Norden jenseits des Granitstockes von Groß-Meseritsch, bei Bistritz und Ingrowitz, wenden sich die Gesteine dieser nun sehr verbreiterten Zone in die Nordwestrichtung gegen das Eisengebirge. Sie gehören vermutlich höheren Horizonten des kristallinen Gebirges an, denn bald erscheinen im Eisengebirge in derselben Richtung zusammengestaute Phyllite und selbst silurische Gesteine.

Im großen vermißt man im Donau-Moldaugebiete jene Einheitlichkeit des Streichens großer Faltungszonen, welche den jüngeren Kettengebirgen eigen ist, und nichts deutet auf eine einheitliche Hebungsachse weder im böhmisch-mährischen Hochlande noch im Böhmerwalde.

III. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge (Fortsetzung).

Die moravische Zone. Lagerungsverhältnisse in der nördlichen Abteilung. Lagerungsverhältnisse in der südlichen Abteilung. — Quarzgänge. — Erze. Gold. — Silber. — Landschaftlicher Überblick. — Das Bergland im Südwesten. — Das Plateauland. — Die tertiären Ebenen. — Die Donaufurche.

Die moravische Zone.

Diese Zone zerfällt in zwei getrennte Partien. Die nördliche, die Abteilung von Groß-Bittesch, nimmt den Ostrand des südlichen Urgebirges von Swojanow (südwestlich von Brüsau) bis Oslawan ein; im Norden bis Kunstadt und dann bis Tischnowitz ist noch ein schmaler Saum von Donau-Moldaugesteinen vorgelagert. Von Oslawan bis Mährisch-Kromau treten auf eine kurze Strecke die Granulite und Serpentine des Donau-Moldaugebietes bis an das Rotliegende des Ostrandes. Von Mährisch-Kromau südwärts bis zum Manhartsberge besteht wieder der ganze Urgebirgsrand, mit Ausnahme einiger kleiner aber wichtiger Vorlagen, aus moravischen Gesteinen. Die innere Grenze gegen das Donau-Moldaugebiet beginnt nahe dem Saume der transgredierenden Kreide bei Swojanow und zieht über Stjepanau südwärts nach Louczka bei Tischnowitz, von hier folgt sie den Granitaufbrüchen bis gegen Groß-Bittesch und umschließt die nördliche Abteilung mit einem weit südwärts ausgreifenden Bogen, der über Namiest durch das Oslawatal gegen Oslawan verläuft. Die innere Grenze der südlichen Abteilung verläuft von Mährisch-Kromau südwestlich über Wischenau gegen Frain bei Znaim, dann über Kotaun bei Geras in Niederösterreich. In der Gegend westlich von Pernegg beschreibt sie einen ziemlich regelmäßigen Bogen aus der südwestlichen in die östliche Richtung, zieht nördlich der Stadt Horn vorbei, wendet sich dann aber wieder bald gegen Süd und folgt beiläufig dem Rande der Horner Tertiärbucht bis an den Fuß des Manhartsberges.

Die Linie mit diesem merkwürdigen Verlaufe ist in der Oberflächengestaltung gar nicht, in dem Gegensatze der Gesteinstypen aber sehr scharf und deutlich ausgeprägt.

Kaum eines der bezeichnenden Gesteine des Donau-Moldaugebietes erscheint wieder im moravischen Gebiete. Dem letzteren fehlen gänzlich die Biotitgneise des Gföhler Typus, namentlich die dort so bezeichnenden Fibrolith-, Granat- und Cordieritgneise, sowie die Granulite und ebenso die großen Stöcke von Serpentin und Peridotit.[1] Auch die Granitintrusionen und die verschiedenartigen Ganggesteine des Donau-Moldaugebietes hören an der moravischen Grenzlinie gänzlich auf. Die zahlreichen pegmatischen Adern des Westens scheinen verschwunden und ersetzt

---

[1] Eine Ausnahme bilden vielleicht die von TAUSCH entdeckten spärlichen Vorkommnisse von Olivindiabas aus der Gegend zwischen Tischnowitz und Nedwieditz.

durch einen ganz besonderen Reichtum von Gängen reinen, weißen Quarzes. Trotzdem fehlen auch den moravischen Gneisen die Pegmatitadern nicht ganz, ihr Auftreten ist aber ein sehr spärliches. Auch sind sie recht verschieden von den Pegmatiten, welche die Granitstöcke begleiten. Es sind meist nur schwächere, muskowitführende Adern und Trümmer. Niemals sind aus dem moravischen Gneisgebiete die schwarzen Turmaline bekannt geworden, welche nur selten den Pegmatiten des Westgebietes fehlen. Die Granite am Ostrande des Urgebirges in der Umgebung von Eggenburg und Maißau in Niederösterreich sind ganz verschieden von denen der westlichen Gebiete; von ihnen wird weiter noch die Rede sein. Auch die spärlichen Vorkommnisse von Eisenerzen im nördlichen Teile des moravischen Gebietes haben nichts gemein mit den Erzgängen im nördlichen Mähren und in Böhmen.

Weitaus das verbreitetste Gestein sind hier Gneise von recht wechselnder Beschaffenheit, die aber unschwer als der Entstehung nach zusammengehörig und als durch Gebirgsdruck veränderte Granitporphyre erkannt werden können. Vom nördlichsten Ende des moravischen Gebietes, zwischen Kunstadt und Stiepanau, hat sie Rosiwal als Granitgneise und Augengneise beschrieben;[1] bei Groß-Bittesch in Mähren habe ich die gleichen Gesteine mit dem Namen **Bittescher Gneis** belegt.[2]

Der am meisten verbreitete und bezeichnende Typus sind wohlgeschieferte, plattige Augengneise, mit relativ spärlichem Biotit, der niemals so großschuppig wird wie in den katogenen Gneisen, sondern vermengt mit Sericit feinschuppige, seidenglänzende und wolkig verteilte Aggregate auf den Schieferungsflächen bildet. Die Orthoklasaugen erscheinen auf der Schieferungsfläche als erbsengroße oder größere, knotige Erhabenheiten, im Querbruche als weiße Flecken von linsenförmigem Querschnitte; häufig und namentlich wo die Augen recht groß werden, sind noch die regelmäßigen Kristallumrisse erhalten geblieben, oder man sieht deutlich mit freiem Auge, wie die Querschnitte der Karlsbader Zwillinge zu spitzrhombischen Figuren deformiert werden. Unter dem Mikroskope geben die wolkigen Mikroklingitterung der Feldspate und die mikropegmatitischen Anwachszapfen in den toten Räumen der Augen Zeugnis von der Veränderung, welche das Gestein durch Dynamometamorphose erfahren hat. An vielen Punkten hat das Gestein noch die massigere Struktur bewahrt; solche Gneisgranite, meist von blaßrötlicher Farbe — grobkörnige zweiglimmerige Granite bilden einige Kuppen im nördlichen Gneisgebiete — finden sich auch in sehr beschränkter Ausdehnung noch weit im Süden in den Gegenden zwischen Groß-Bittesch und Namiest, als wohl gebankter Granit, in dem die porphyrischen Feldspate

[1] A. Rosiwal. Schlußergebnisse der Aufnahme des kristallinischen Gebietes im Kartenblatte Brüsau und Gewitsch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 176 und frühere Aufnahmsberichte ebenda.

[2] Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 505.

zurücktreten, ist das Gestein bei Znaim ausgebildet (Fig. 7). Im allgemeinen nimmt jedoch die dynamische Veränderung des Gesteins gegen Süden und gegen die Ränder des Gebietes zu. In erster Linie äußert sich das in dem Kleinerwerden der Feldspataugen und in der Zunahme des lichten Glimmers gegenüber dem dunkeln in einzelnen Lagen. Östlich von Segen-Gottes findet man einzelne Partien von reinem Sericitgneis, der allerdings teilweise aus aplitischen Lagen im Bittescher Gneis hervorgegangen sein mag. Fast rein sericitischen, selbst auch dünnschiefrigen Habitus gewinnt der Gneis auf weite Strecken in dem südlichen Abschnitte des moravischen Gebietes. Die Feldspataugen sind, wenn auch in der Regel etwas kleiner, doch fast

Fig. 7. Bankung im Bittescher Gneis (Granitgneis). Rabenstein bei Znaim, Thayatal.

überall erhalten geblieben und treten in gleicher Weise als knotige Erhabenheiten hervor. Die auffallend regelmäßige und ebenflächige Bankung des Gesteins gewährt ganz das gleiche Landschaftsbild, wenn man durch das Chvoinitzatal bei Kralitz in Mähren zur Oslawa oder wenn man durch den Mödringbach bei Pernegg gegen die Stadt Horn in Niederösterreich wandert. Die Ähnlichkeit wird noch dadurch sehr gesteigert, daß die regelmäßigen Gesteinsbänke, welche die felsigen Talgehänge bilden, hier wie dort ganz gleichmäßig unter etwa 40° südwärts einfallen. Ja selbst in kleinen Einzelheiten wird man bei einer Wanderung durch die betreffenden Gegenden Niederösterreichs und Mährens daran erinnert, daß man sich in zusammengehörigen Gneisgebieten befindet, wenn man z. B. in Goggitsch, Geras oder Kottaun, westlich von Frain, als Übergänge über die Straßen-

gräben zu den Hauseingängen, vor dem Flur oder als Stiegenstufen dieselben hellfarbigen und mattseidenglänzenden, schwach knotigen Gneisplatten sieht, wie bei Jeneschau und an vielen anderen Orten der Gegend zwischen Groß-Bittesch, Namiest und Segen-Gottes in Mähren, eine Verwendung, zu der die mehr flaserigen und mehr gefältelten Biotitgneise des Donau-Moldaugebietes nur in geringerem Maße geeignet sind. Trotzdem die Beschaffenheit dieser Gneise zwischen rein granitischem und dünnschiefrigem sericitischen Habitus schwankt, kann doch nicht gezweifelt werden an der Zugehörigkeit derselben zu einer gemeinschaftlichen Zone vom Manhartsberge bis Ols in Mähren.

Neben dieser Gneisart spielen Phyllite die Hauptrolle unter den Gesteinen des besprochenen Gebietes, und zwar treten sie in zweierlei Horizonten auf. Die einen gehören einem relativ wenig mächtigen, doch recht mannigfachen Zuge an, welcher stets im Hangenden der Gneise auftritt, mit den benachbarten Glimmerschiefern des Donau-Moldaugebietes in inniger Beziehung steht und durch Übergänge verbunden ist. Ihre größte Verbreitung erlangen die Gesteine dieses Zuges im äußersten Norden bei Öls und Swojanow, wo sie streckenweise fast schwebende Lagerung annehmen. Rosiwal hat sie hier als die Phyllitgruppe zusammengefaßt. Sie enthalten glimmerreiche, seidenglänzende, helle und dunkle Phyllite, meist granatführend, oft auch graphitisch, daneben ganz feingefältelte und feinschuppige, plattige Biotitschiefer und Quarzitbänke, ferner auch feinkörnige, plattige und polygonal zerfallende Gesteine, die bloß aus Feldspat und Quarz bestehen und demnach als Aplite oder Granulite bezeichnet werden könnten, aber bei dem Fehlen von Granaten sowie nach ihrer Struktur und nach ihrem geologischen Auftreten sicher mit den genannten Gesteinen gar nichts zu tun haben. Neben schiefrigen und meist feldspatfreien Amphiboliten gehören noch reichliche Kalkzüge und schmale Graphitlager zu den bezeichnenden Gesteinen der Gruppe.

Wo die Glimmerschiefer an die moravische Grenze herantreten, sind auch die Gesteine der Phyllitgruppe vorhanden, die Bittescher Gneise im Hangenden umsäumend. Aus dem Ölser Gebiete ziehen sie, während sich das Band entsprechend der steileren Schichtstellung immer mehr verschmälert, nach Südsüdost gegen Kunstadt und nach Südsüdwest und Süd über Stjepanau nach Louczka bei Tischnowitz, wo sie an einer später zu erwähnenden Verwerfung zugleich mit den benachbarten Glimmerschiefern plötzlich abbrechen. Südöstlich von Groß-Bittesch erscheint das Band neuerdings im Hangenden des Bittescher Gneises, mit derselben Gesellschaft von plattigen Quarziten, Biotitschiefern, granulitartigen Schiefern, Amphiboliten und Kalken, in eine recht schmale Zone zusammengedrängt, und streicht bogenförmig über Namiest gegen Oslawan. Dieser Zone gehören im Norden die bekannten Graphitvorkommnisse von Öls, Swojanow und Kunstadt an; auch in dem südlichen Streifen befinden sich an mehreren Punkten spärliche Graphitausbisse und bei Czuczitz nächst Oslawan kann man jetzt noch die ver-

Fig. 8. Die nördliche Abteilung der moravischen Zone.

fallenen Baue sehen. Wir können also unter den mährischen Graphiten zweierlei Vorkommnisse unterscheiden, nämlich die zerstreuten Linsen und Schmitzen in den Cordieritgneisen und Schiefergneisen im Westen und die an einen bestimmten Horizont gebundenen Lager der Phyllitgruppe.

Im südlichen Teile des moravischen Gebietes ist die Zone der äußeren Phyllite weniger entwickelt als im Norden; auch wurden bis jetzt Graphite in derselben nur ganz spärlich nachgewiesen. Sie liegt in konkordanter Folge unter den Glimmerschiefern ebenso bei Petrowitz südlich von Mährisch-Kromau, wie in der Umgebung von Geras und Horn in Niederösterreich.

Die zweite Abteilung der Phyllite mag im Gegensatze zu dieser äußeren Zone mit dem Namen der inneren Phyllite belegt werden; sie bilden ausgedehntere, aber viel einförmigere Einlagerungen im Bittescher Gneis und treten nirgends bis an den Rand des moravischen Gebietes. Das herrschende Gestein ist feingefältelter, grauer Tonglimmerschiefer, ohne Granaten und ohne Übergänge in echten Glimmerschiefer; ein sehr bezeichnendes Begleitgestein sind graue körnige Kalke, welche in der Regel an der Grenze dieser Phyllite gegen den Gneis erscheinen.

Lagerungsverhältnisse in der nördlichen Abteilung.

Der tektonische Bau der moravischen Gneisgebiete ist höchst merkwürdig und noch nicht in befriedigender Weise aufgeklärt. Nach den Erfahrungen in anderen Gebieten der Erde, nach dem verschiedenen Grade der Metamorphose und nach ihrer zonenweisen Lagerung im Kartenbilde sollte man nachstehende Reihenfolge der hier in Betracht kommenden Gesteinsglieder von unten nach oben voraussetzen:

1. Gneise und Granulite des Donau-Moldaugebietes,
2. Glimmerschiefer,
3. Gesteine der Phyllitgruppe oder äußere graphitführende Phyllitzone,
4. Bittescher Gneis,
5. innere Phyllite mit grauen körnigen Kalken.

In der Tat wird jedoch in dem ganzen moravischen Gebiete und an seinen Grenzen das Gegenteil beobachtet.

Fassen wir zunächst die Bittescher Abteilung ins Auge. Gelegentlich einer Besprechung der Graphitvorkommnisse von Swojanow hat Lipold die Lagerungsverhältnisse in dem stark verschmälerten Endstücke, welches auf böhmisches Gebiet übergreift, zur Darstellung gebracht. Nur der Rand des moravischen Gebietes, die Glimmerschiefer und die äußere Phyllitzone sind hier vorhanden; die inneren Bittescher Gneise erscheinen erst weiter südlich auf mährischem Gebiete. Die Gneise des Donau-Moldaugebietes („rote Gneise“) sind nach Lipold durch eine nordsüdstreichende Dislokation abgetrennt von den genannten Gesteinen. Sie bilden ihrer Lagerung nach das Nordende eines in der Nordsüdrichtung gestreckten Ellipsoides mit konzentrisch schaliger Anordnung der verschiedenen, wechsellagernden Schiefergesteine.

Von Norden, von Osten oder von Westen gegen das Innere des Aufbruches fortschreitend, trifft man auf immer tieferliegende Glieder. Der östliche Flügel dieser Aufwölbung verschwindet bei Alt-Swojanow und bei Studenetz unter der transgredierenden Kreidedecke. Die zwei von Lipold gegebenen Profile erläutern den Sachverhalt aufs deutlichste (Fig. 9 und 10).[1]

In neuerer Zeit hat A. Rosiwal dieses Gebiet und die anschließenden mährischen Landesteile einer sehr detailierten Aufnahme unterzogen. Er bestätigte die Beobachtungen Lipolds, teilte aber nicht die Auffassung, indem er bemerkte, daß das böhmische Gebiet allein nicht im stande wäre, den richtigen Schlüssel für die Lagerungsverhältnisse zu liefern. Es ist klar, daß das Bild einer Antiklinale, in deren Kern sich die jüngeren Glieder befinden, in welcher der Tonschiefer den Glimmerschiefer unterteuft, für Rosiwal nicht befriedigend erscheinen konnte. In der Tat schienen die Profile, welche noch weiter südlich durch das Phyllitgebiet gelegt wurden, eine andere und

Fig. 9 und 10. Profile durch das Nordende der moravischen Zone nach Lipold. *R Gn* (roter Gneis nach Lipold, grauer Gneis nach Rosiwal) = zweiglimmerige Schiefergneise und Glimmerschiefer, *Gl* Glimmerschiefer, *U* Phyllit, *H* Hornblendegesteine, *K* Bänke von kristallinischem Kalkstein, *Qu* Kreide.

einfachere Deutung der tektonischen Verhältnisse zuzulassen. Das Profil Fig. 11 durchquert den mittleren Teil des Ölser Phyllitgebietes, östlich beginnend im Tale des Krzetinkabaches. Bei Porzitsch trifft man in einer steil westwärts einfallenden Schichtfolge die normale Lagerungsweise, über den Gneisen Glimmerschiefer mit Amphiboliten und Kalken und dann die Phyllite mit den graphitführenden Kalklagen. Im sanften Gehänge gegen Czerkow hat die Schichtstellung zu weniger geneigtem Ostfallen gewechselt. In der Tat lassen sich diese durch die Beobachtung gegebenen Verhältnisse leicht ergänzen zu dem Bilde einer Partialsynklinale, welche den Oustuper Berg umfaßt. Im Liegenden der Phyllite findet man jedoch nicht, wie man zunächst erwarten sollte, die Glimmerschiefer, sondern den Bittescher Gneis, hier in seinem nördlichsten Ausläufer von Rosiwal als Granitgneis bezeichnet und als eruptive Kuppe

[1]) Lipold. Graphitlager nächst Swojanow in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. XIII, 1863, S. 261.

aufgefaßt. Die flachwellige Lagerung der Phyllite bei Öls und in den mährischen Bergen wendet sich jenseits des Tales von Lhotta zu immer steilerem Westfallen, bis diese Gesteine steil unter die Glimmerschiefer hinabtauchen; die letzteren werden wieder von den westlich anschließenden schuppigen Gneisen überlagert. Seiner Auffassung entsprechend hat Rosiwal ganz folgerichtig die Kalklager in den westlichen Phylliten als wiederholte Aufbiegungen derselben Schichten aufgefaßt und zu kleinen Synklinalen ergänzt.

Merkwürdigerweise sprechen aber die Erscheinungen in den noch südlicheren Gebieten zu Gunsten der Auffassung Lipolds. Die verkehrte Lagerung am Westende des Ölser Profiles setzt sich mit geradlinigem Streichen südwärts fort bis Louczka bei Tischnowitz. Zu einer großen, nun als ganz selbständig erkannten Region erweitert, erstreckt sich das Bittescher Gneisgebiet bis weit nach Süden, wo ihm bei Namiest und Oslawan genau dieselben Gesteine wie in der Ölser Phyllitgruppe mit steilem Einfallen auflagern, über die in derselben Weise die Glimmerschiefer und die schuppigen Gneise folgen. Der Bogen schwenkt bei Oslawan vollkommen um,

Fig. 11. Profil durch den nördlichen Teil der moravischen Zone nach Rosiwal. *Gr Gn* grauer Gneis = Schiefergneis, *G* Gneis, *Gr* Granitgneis = Bittescher Gneis, *G Ph* Gneisphyllit, *A* Amphibolitschiefer, *Gl* Glimmerschiefer, *Ph* Phyllit, *A P* Amphibol-Porphyroid, *B Ph* Biotitphyllit, *K* kristallinischer Kalk, *Di* Diabas.

so daß die Phyllite und Kalke unmittelbar an der Rotliegendgrenze mit ihrem nordöstlichen Streichen bereits dem Ostflügel der breiten Aufbiegung angehören und ostwärts einfallen. Nirgends kehrt die normale Schichtfolge wie bei Porzitsch im Osten des Ölser Profiles wieder und nirgends erscheinen im Innern des Gebietes im Liegenden der Phyllite die Glimmerschiefer. Vollkommen parallel dem äußeren Randbogen vollzieht sich innerhalb des Bittescher Gneises die Wendung des Streichens aus der Nordsüdrichtung in der Umgebung von Groß-Bittesch, übergehend in die Westostrichtung zwischen Zbraslau und Kettkowitz und ganz allmählich nahe dem Rotliegendrande wieder in die Nordnordostrichtung zurückkehrend, so daß der Gneis und das Rotliegende, die bei Oslawan schiefwinkelig aneinander stoßen nördlich von Segen-Gottes scheinbar konkordant übereinander liegen. Überall ist das Fallen der Gneisbänke ganz gleichmäßig unter einem ziemlich steilen Winkel (zirka 40°) nach außen gerichtet.

In den Hügeln unmittelbar östlich und nordöstlich von Tischnowitz und beim Dorfe Zelezny erscheint knapp am Rande gegen das Rotliegende eine Partie von granatführenden Glimmerschiefern und glimmerreichen Gneisen,

welche, südostfallend, ebenso wie anderorts die dortigen kalkführenden Phyllite überlagert.[1]) Wie Tausch hervorhebt, sind auch hier die hangenden Kalkbänke weniger kristallinisch als die liegenden, eine Beobachtung, die auch Rosiwal an den Kalkbänken in der Mitte des Ölser Profiles gemacht hat und die vollkommen entsprechend der Überlagerung der Phyllite durch die Glimmerschiefer auch im südlichen Bogen bestätigt werden kann. Das Vorkommen von Pegmatit bei Zelezny zeigt im Vereine mit den übrigen Merkmalen, daß man sich hier bereits wieder in dem östlichen Flügel der Aufwölbung befindet, in welchem die im Westen dem Bittescher Gneise auflagernden Gesteine wiederkehren.

Der bedeutsamste Umstand aber, der gegen die Auffassung der Bittescher Gneisregion als große Mulde mit kompliziert überfalteten Rändern spricht, ist das Auftauchen noch tieferer Glieder unter den Gneisbänken. Es sind das die oben erwähnten inneren Phyllite mit den begleitenden grauen Kalken, die Gesteine mit dem geringsten Grade der Umwandlung. Schon in der näheren Umgebung von Groß-Bittesch weisen wiederholte Einlagerungen von graphitführenden Phylliten im Gneise auf eine Komplikation der inneren Lagerungsverhältnisse. Bei Swatoslau und Przibislawitz erscheint eine Bank von grauem Kalke, welche in Übereinstimmung mit den allgemeinen Lagerungsverhältnissen unter den Gneis einfällt; sie läßt sich in ihrem bogenförmigen Verlauf, der den Bogen der äußeren Phyllite genau wiederholt, über Zhorsch und Domaschow gegen Laschanko verfolgen. Die Kalkbank bildet das unmittelbar Hangende der einförmigen inneren Phyllite, die somit ebenfalls eine tiefere Lage einnehmen als der Bittescher Gneis. Im innersten Teile der Aufwölbung erscheint jedoch abermals Gneis ohne daß sich die Kalkbank am Phyllitrande wiederholen würde. Das Gestein ist wohl etwas feinkörniger als der Bittescher Gneis, die Feldspataugen etwas kleiner und mehr rundlich, zu den Glimmermineralien tritt noch chloritisches Material hinzu, doch kann es nicht mit Bestimmtheit vom äußeren Gürtel des Bittescher Gneises abgetrennt werden.

Das Profil Fig. 12 reicht von den Graniten bei Zabradka südöstlich von Groß-Bittesch bis an das Rotliegende bei Deutsch-Kinitz und durchschneidet den südlichen Teil des Bogens der inneren Phyllite, in welchem der innerste Teil der Aufwölbung, die Wiederkehr der Bittescher Gneise, nicht mehr zu Tage tritt. Im Westen des Profiles befindet man sich noch innerhalb der Gneise des Donau-Moldaugebietes, welche hier, wie anderwärts, steil unter den porphyrischen Amphibolgranitit des Groß-Meseritscher Stockes einfallen. Wenig südlich von der Profillinie erscheinen bereits als Einlagerungen im Gneis die Granulite, welche bei Namiest zu breiten Zügen anschwellen.

---

[1]) Tausch hat die Glimmerschiefer beobachtet, aber nicht auf der Karte ausgeschieden. Über die kristallinischen Schiefer und Massengesteine etc. nördlich von Brünn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 295.

Das breite Band von Glimmerschiefern und großschuppigen Gneisglimmerschiefern, welches sonst auf weite Strecken den Ostrand des Donau-Moldaugebietes begleitet, ist hier nicht vorhanden; zwischen den Gneisen und den Phylliten befindet sich eine deutliche Störung, die weiter unten als Namiester Dislokation besprochen wird. Nur ein schmales Band von Biotitschiefern im Westen der Phyllite kann als ein Rest der hangenden Serie gelten, welches an der Dislokation erhalten geblieben ist. Das Streichen der mannigfachen, zum Teil graphitführenden Gesteine der Phyllitgruppe ist hier fast genau gegen Süden gerichtet; die Gneise mit ihren Amphibolitlagern wenden sich dagegen bereits hier etwas gegen Westsüdwest. Die Diskordanz kann natürlich in dem Profile nicht zum Ausdrucke kommen.

Das Profil erreicht im Osten nicht mehr den hangenden Gegenflügel, da es von dem Rotliegendzuge bei Deutsch-Kinitz abgeschnitten wird. Er kann nach den viel weiter nördlich bei Tischnowitz auftretenden Phylliten und Glimmerschiefern ergänzt werden.

Die nördliche Abteilung des moravischen Gebietes kann also nicht als eine muldenförmige Einlagerung von Phylliten innerhalb der jüngeren Gneise

Fig. 12. Profil durch den Süden der Bittescher Abteilung der moravischen Gneiszone. *Gt* Amphibolgranitit, *Gn* Gneis, *A* Amphibolit (des Donau-Moldaugebietes), *B Gn* Bittescher Gneis, *Ph* äußere Phyllite, *JPh* innere Phyllite, *K* kristallinischer Kalk, *GK* grauer Kalk der inneren Phyllite.

aufgefaßt werden. Die langgestreckte unregelmäßige Fläche des Bittescher Gneises mit den Rändern von Phylliten und Glimmerschiefern und den am wenigsten umgewandelten Gesteinen in der Mitte bietet so in der horizontalen Projektion das Bild einer Synklinale; das Profil ist aber dasjenige einer Antiklinale und darin liegt der bisher ungelöste Widerspruch.

An der Strecke von Jassenitz südwestlich von Groß-Bittesch bis Louczka bei Tischnowitz fehlt die Randzone der Phyllite und Glimmerschiefer; der Bittescher Gneis grenzt unmittelbar an die aplitischen Randgesteine des Amphibolgranites und die Störungslinie tritt im Kartenbilde so deutlich hervor, daß sie einer näheren Erläuterung nicht bedarf. Ich habe sie als die Bittescher Dislokation bezeichnet. Wahrscheinlich setzt sie sich noch innerhalb des Bittescher Gneises weiter nach Nordosten fort und verursacht, vielleicht vergesellschaftet mit anderen Störungen, die eigentümliche Zerstückelung der inneren Phyllitgebiete in der Umgebung von Lomnitz nördlich von Tischnowitz und die plötzlichen und sonderbaren Änderungen im Streichen bei Lissitz und Drnowitz nahe dem Rotliegendrande.[1] Auch

[1] Diese Gebiete wurden in die Karte nach den Aufnahmen von Tausch eingetragen; ich konnte sie aus eigener Anschauung nur teilweise kennen lernen.

die Lagerungsverhältnisse der sogenannten archäischen Quarzconglomerate und der sie begleitenden Kalke am Kwetnitzaberge und südwestlich von Tischnowitz sind noch nicht vollständig aufgeklärt; sie gehören jedoch höchstwahrscheinlich zu den inneren Phylliten.

Der Bittescher Dislokation und ihrer mutmaßlichen Fortsetzung ist die Verzerrung des Bittescher Gneisgebietes zuzuschreiben, welche auf der Karte in der Verschiebung der nördlichen Hälfte der breiten Aufwölbung gegen Osten oder Nordosten ihren Ausdruck findet. Die Spuren des Gegenflügels bei Tischnowitz sind ihrer Lage nach noch zur südlichen Hälfte zu rechnen, da sich zu dem Ostflügel des nördlichen Teiles, der südlich von Kunstadt am Rotliegenden abbricht, nur in gezwungener Weise eine Verbindung konstruieren ließe und auch die auffallende Verschmälerung der Aufwölbung zwischen Louczka und Tischnowitz unerklärt bliebe.

Lagerungsverhältnisse in der südlichen Abteilung.

Die Lagerungsverhältnisse in der Znaimer Abteilung der moravischen Region stimmen, soweit sie bis jetzt aufgeklärt sind, auffallend überein mit denen der Bittescher Abteilung. Die Haupterstreckung ist nicht mehr nordsüdlich, sondern direkt gegen Südwest gerichtet. Die östliche Grenze wird nicht mehr vom Rotliegenden gebildet; es ist die tertiäre Bedeckung, welche von Osten her in mannigfach gestalteten Lappen und Buchten über das Urgebirge übergreift und den östlichen Teil dieses moravischen Zuges verhüllt.

Das Aufhören des Rotliegendzuges bei Mährisch-Kromau und Mislitz hat auch zur Folge, daß sudetische Gesteine, nämlich Devon und Culm, und die Bildungen der Brünner Eruptivmasse, namentlich die aplitischen und granitischen Randbildungen der letzteren von Osten her in das moravische Gebiet eingreifen und so die Trennung der Gesteine und die Erkenntnis des wahren Sachverhaltes erschweren. Der Brünner Eruptivmasse sind mit größter Wahrscheinlichkeit auch die Granite von Meißau, Eggenburg und Retz zuzurechnen.

Im Rokytnatale, wenig südlich von Mährisch-Kromau, beim Dorfe Rakschitz, trifft man auf die Phyllite des hangenden Zuges des moravischen Gebietes; die guten Aufschlüsse an beiden Talgehängen zeigen deutliches Einfallen der Schieferung in zirka 40° gegen West etwas Nord. Bald nach der Biegung der Straße, welche nach Wolframitz führt, zeigen sich im Liegenden der Phyllite sericitische Augengneise als die unverkennbaren Vertreter des Bittescher Gneises.

Gegen Westen aber gelangt man schon nach einigen hundert Schritten in die großschuppigen, granatführenden Glimmerschiefer, welche die Phyllite überlagern. Der Glimmerschieferzug, begleitet von den zweiglimmerigen, großschuppigen Gneisen, verbreitert sich allmählich, wenn er auch nicht die Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreicht, mit der er bei Oslawan verschwunden ist. Kalklager treten merkwürdigerweise in diesen Zonen erst weiter südlich bei Petrowitz und bei Skalitz auf.

Die Fortsetzung der Glimmerschiefer gegen Südwest ist nach PAULS Aufnahmen im Kartenblatte Znaim bei Tief-Maispitz und Ruditz ersichtlich; später wird sie undeutlicher.

Auf niederösterreichischem Gebiete bei Langau und Kottaun nördlich von Geras und bei Kirchjapons sind Donau-Moldaugebiet und moravisches Gebiet allem Anscheine nach wieder durch eine Dislokation geschieden; hier treffen die kalk- und graphitreichen Schiefergneise von Norden her mit mancherlei Biegungen im ganzen Süd bis Südsüdwest streichend im spitzen Winkel auf die direkt südweststreichenden moravischen Gesteine. Eine eigentliche Randzone als Stellvertretung der hangenden Phyllite und Glimmerschiefer ist nicht mehr vorhanden, ihre einzige Vertretung besteht, wie es scheint, in einer schmalen Zone von schuppigen Zweiglimmergneisen, welche an der Straße südlich von Kottaun neben Amphiboliten spärlich aufgeschlossen ist. Erst bei Trabernreith und Wappoltenreith an der Franz Josefsbahn kommt wieder eine deutlichere Außenzone von Phylliten und Glimmerschiefern zum Vorschein. Sie folgt dem merkwürdigen Bogen über Messern gegen Mödering nördlich von Horn, wird aber hier zum großen Teile verhüllt durch Miocän. Sehr deutlich entwickelt ist sie wieder in den granat- und staurolitführenden Glimmerschiefern und Phylliten bei Breiteneich und Dreieichen, in den graphitführenden Phylliten bei Stockern, in den leptinitartigen Gesteinen, den plattigen Quarziten und plattigen Biotitschiefern bei Reinprechtspölla und in mehreren Kalkzügen. Es tauchen im ganzen, wenn auch in etwas geringer Ausdehnung, doch in ganz derselben auffallenden Lagerungsweise, dieselben Gesteine wieder auf wie weit im Norden. Der Zug der moravischen Gesteine ist schon nördlich vom Mannhartsberge bedeutend verschmälert und reicht nicht bis zur Donau, denn in den sonnigen Weingärten, welche den Steilrand zur Donauebene bei den Dörfern Etzdorf, Wagram und Fels überziehen, können nur die Schiefergneise und Amphibolite der Randzone des Donau-Moldaugebietes nachgewiesen werden.

Zum Ausgangspunkte für die Besprechung der tektonischen Verhältnisse, soweit sie nun bis jetzt klar geworden sind, möge ein Profil dienen, welches durch die westliche Ausbuchtung der Znaimer Abteilung von Geras südwärts gegen Horn gelegt ist (Fig. 13). Die Kalkbänke in den Schiefergneisen zwischen Drosendorf und Kottaun werden von dem Profil nicht in dem vollen Winkel ihres Fallens geschnitten, da ihr Streichen sich der Nordsüdrichtung nähert; ihr Einfallen ist gegen Nordwest gerichtet. Bei Kottaun wird eine Dislokation angenommen. Nach den undeutlichen Spuren von schuppigen Zweiglimmergneisen tritt man in das Gebiet der Bittescher Gneise; steil nordwestfallend bilden sie die weißen sericitischen Felsbänke auf der Höhe, die den Markt Geras südlich überragt. Bei Goggitsch und Harth nördlich von der Station Hötzelsdorf der Franz Josefsbahn trifft man auf glimmerige und plattig schiefrige graue Kalke, ebenfalls nordwestfallend; man erkennt leicht das Band grauer Kalke wieder, welches im Norden im Gebiete östlich von Groß-Bittesch die inneren Phyllite umsäumt. Hier nehmen

die Kalke gegen West immer flachere, ja selbst schwebende Lagerung an, so daß bei Pernegg das Band eine bedeutende Verbreiterung erfährt. Daß jedoch horizontale Lagerung hier nicht gleichbedeutend ist mit ungestörter Lagerung, zeigen die in den Schotterbrüchen aufgeschlossen liegenden Überfaltungen der Kalkbänke.

Unmittelbar auf die grauen Kalke folgen die einförmigen inneren Phyllite. Am Trampelberge bei Posseldorf (Hölzelsdorf S.) wendet sich ihr bisher nördliches Fallen gegen Süd, so daß man sich hier im Scheitel oder im innersten Kerne der Aufwölbung befindet. Bei der Hammerschmiede im Grunde des Möderinger Tales kommt wieder die Kalkbank zum Vorschein und die überlagernden, hier ganz typischen sericitischen Augengneise setzen von hier südwärts die Talwände zusammen bis zum Eintritte in das tertiäre Flachland, welches von Mödering bis Horn die Grenzzone zwischen moravischen Gneisen und den Gföhler Gneisen verdeckt. Ihr Vorhandensein läßt sich aber leicht aus den bei St. Bernhard im Westen auftretenden Glimmerschiefern erschließen, und daß sie weiter im Osten bei Breiteneich und Dreieichen wieder in voller Entwicklung zum Vorscheine kommt, wurde bereits erwähnt.

Fig. 13. Profil durch den Westen der Znaimer Abteilung der moravischen Gneiszone. *Gn* Gneis, *A* Amphibolit, *Gl* Glimmerschiefer, *BGn* Bittescher Gneis, *JPh* innere Phyllite, *GK* graue Kalke der inneren Phyllite.

Mit allen Einzelheiten der Schichtfolge und der Lagerung kehrt demnach die erstaunliche Erscheinung einer scheinbaren umgekehrten Aufwölbung wieder, auf deren Deutung schon bei der Betrachtung des nördlichen moravischen Gebietes vorläufig verzichtet werden mußte.

Über das Gebiet von Hardegg an der Thaya setzen sich nach den Aufnahmen von Paul die inneren Phyllite gegen Nordosten fort, anfangs einen breiten Zug bildend, später aber verschmälert bis an die Culm- und Devongesteine bei Hosterlitz und Mislitz. Die Achse der Aufwölbung liegt weiter südöstlich auf einer Linie nordöstlich von Retz gegen Znaim, so daß die Gneisbänke bei Retz und im Thayatale unterhalb Znaim gegen Südost einfallen. Die Gneise südöstlich von dem Phyllitzuge haben nach Paul eine etwas andere Beschaffenheit als das äußere Gneisband; in der Gegend von Znaim und Retz herrschen zum großen Teil granitische Biotitgneise. Diese stellen die allertiefsten Schichtglieder der Aufwölbung und eine weniger veränderte Abart der Bittescher Gneise vor.

Ebenso wie in der nördlichen Abteilung lassen sich auch hier an zwei Stellen die Spuren eines Gegenflügels von überlagernden Donau-Moldau-

gesteinen nachweisen. Im Norden zwischen Hosterlitz und Mislitz kann man sie vielleicht in den südweststreichenden und südostfallenden Zügen von Granulit, Amphibolit und Gneis vermuten, welche inselartig aus dem Löß hervorragen. Aber wahrscheinlich setzt hier eine Dislokation die Rotliegendfurche in das Urgebirge fort und verschleiert die Verhältnisse. Die zweite Stelle besteht in einem ganz kleinen Aufschlusse ostfallender Granatglimmerschiefer zwischen Lehm und miocänem Tegel bei Frauendorf am Schmiedabache, östlich von Meißau bei Eggenburg in Niederösterreich.

Nach dem Gesagten sind die Grenzen zwischen dem moravischen und dem Donau-Moldaugebiete zweierlei; entweder ist die Randzone der Phyllite mit den überlagernden Glimmerschiefern vorhanden, dann ist Konkordanz im Streichen zwischen beiderlei Gesteinen vorhanden, wie an den Strecken vom Mannhartsberge gegen Dreieichen und Breiteneich bei Horn, bei Ribnik und Dobelitz südlich von Mährisch-Kromau, bei Oslawan und an der Strecke von Louczka nordwärts bis in die Gegend von Öls und Swojanow; oder die Randzone fehlt, dann stoßen die Streichungsrichtungen in mehr oder weniger spitzem Winkel aneinander, wie bei Kottaun und Frain in Niederösterreich, an der Grenzstrecke nördlich von Namiest und an der Bittescher Dislokation zwischen Jassenitz und Louczka. Im ersteren Falle hat man es mit einer Überstürzung der normalen Serie vom Gneis zum Glimmerschiefer und zum Phyllit zu tun, im letzteren Falle bilden spätere Dislokationen die Grenze. Es wurde bereits oben erwähnt, das auch innerhalb des Donau-Moldaugebietes häufig plötzliche Änderungen der Streichungsrichtungen auf spätere Störungslinien in den gefalteten Gesteinen schließen lassen. Interessant ist in dieser Hinsicht die genauer studierte Namiester Dislokation, welche knapp an die moravischen Gesteine heranstreicht, ohne in dieselben hineinzuschneiden. Bei Jassenitz, Jedov und Putzov verläuft sie nordsüdlich ziemlich parallel dem Streichen der äußeren Phyllitzone und verursacht das Fehlen der Glimmerschieferzone (s. Profil Fig. 12 S. 72). Mit der Umbeugung der Phyllitzone verläßt sie aber allmählich gegen Süd abweichend diesen Zug und gibt bei Brzenik Raum zur Einschaltung der Glimmerschiefer, welche dann von hier bis Oslawan immer breiter werden und das Hangende der Phyllite bilden. Gegen Senohrad schalten sich bereits Gneise über den Glimmerschiefern ein, das abweichende Streichen, das bereits im Norden zwischen Phyllit und Gneis zu beobachten war, bleibt jedoch erhalten, so daß unmittelbar bei Senohrad recht ähnliche Gesteine im spitzen Winkel gegeneinander stoßen.

Welche Erklärung in Zukunft die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des moravischen Gebietes auch finden werden, jedenfalls steht fest, daß sie Zeugnis geben von ganz außerordentlichen Gebirgsbewegungen in vorvariscischer Zeit.

In der nächsten Nähe der Kalke und Phyllite dieses Gebietes findet man das noch kaum veränderte und stellenweise selbst fossilführende Devon von Tischnowitz und Eichhorn. Bei Mislitz und Hosterlitz aber treten Culm

und Devonkalke in unmittelbare Berührung mit den inneren Phylliten und den begleitenden grauen Kalken. Noch südöstlich von Znaim, bei Rausenbruck, liegt ein Lappen von Quarzconglomerat und Sandstein des Unterdevon knapp am steil aufgerichteten Gneis des Ostflügels der moravischen Aufwölbung. Die Verhältnisse im Südosten des Eisengebirges und die Beschaffenheit der dortigen Gesteine verbieten auch eine Gleichstellung der moravischen Phyllite mit den vorcambrischen und altpaläozoischen Sedimenten des mittleren Böhmen und so bleibt nur die Annahme, daß man es in den moravischen Gebieten mit vorcambrischen Sedimenten und Faltenzügen zu tun hat, die ganz unabhängig sind von dem variscischen Bogen der Sudeten.

Wir erkennen somit in der böhmischen Masse unter den fossilführenden Ablagerungen noch drei Serien vorcambrischer Sedimente. Eine älteste Serie bilden die Schiefergneise und Cordieritgneise, mit Graphiten und Kalken im Donau-Moldaugebiete, die nächste sind die moravischen inneren und äußeren Phyllite, ebenfalls mit Graphit und Kalk und anderen sedimentären Begleitgesteinen, und die dritte wird von den mächtigen Phyllit- und Schiefermassen gebildet, welche die paläozoischen Sedimente des mittleren Böhmen rings umgeben und in denen kalkige Gesteine nur sehr spärlich auftreten.

Quarzgänge im südlichen Urgebirge.

Ungezählte Mineralgänge, Quarzgänge und Erzgänge beweisen die weitgehende Zerstückelung, welche das Urgebirge in späterer Zeit erfahren hat. Es ist bisher noch nicht gelungen, die Hauptrichtungen zu unterscheiden, welchen die Spalten und Brüche im südlichen Urgebirge folgen, und ein System oder Systeme für deren Anordnung festzustellen, wenn auch in einzelnen Erzdistrikten nach örtlichen Beobachtungen auf das Vorhandensein solcher Systeme geschlossen werden kann.

Bezüglich der Erzgänge wird uns in ganz vereinzelten Fällen, wie z. B. von einigen Gängen von Kuttenberg, berichtet, daß sie in die Kreide fortsetzen. Aber es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß so wie die jüngeren Brüche des Westrandes sich in das Urgebirge fortsetzen, auch ähnliche Brüche sich innerhalb der Gneise und Granite selbständig wiederholen. Der Abbruch des Eisengebirges am Doubrovatale korrespondiert mit seinen Nordwest-Südost-Verlaufe in auffallender Weise mit den fränkischen Brüchen und liefert einen weiteren Anhaltspunkt für die Annahme, daß jüngere, postcretacische Brüche an vielen Stellen die Gneis- und Granitgebiete durchsetzen mögen.

Das großartigste Beispiel einer jüngeren Verwerfungsspalte mit nachträglicher Ausfüllung durch Quarz bildet der Bayrische Pfahl. Von Schwarzenfeld, nördlich von Regensburg, zieht die mächtige Quarzmasse in ganz gerader Linie über Höhen und Täler des bayrischen Waldes bis zum Fuße des Plöckensteingebirges an der österreichischen Grenze mit einer Gesamtlänge von etwa 150 *km*. Im Nordwesten bildet die Pfahllinie zugleich die Be-

grenzung der postcretacischen Bodenwöhrer Bucht und als weitere Fortsetzung jenseits des Naabtales können die sich mehrfach zersplitternden Brüche der Amberger und Naabgebirgsrandspalte im mesozoischen Senkungsgebiete angesehen werden. Die wechselnde Mächtigkeit der Quarzgangmasse bedingt ein ungleich deutliches Hervortreten des Pfahles in der Landschaft. Auf weite Strecken ragt er als steile Mauer oder als eine Reihe zackiger, weißer Felsen über die sanft gerundeten Formen des umgebenden Wald- und Feldlandes, wie in der Umgebung von Viechtach und bei Regen, wo er nach Gümbel eine Breite von 21 *m* besitzt und auf schroffem, hochaufragendem Quarzfels die Ruine Weißenstein trägt. In der Nähe der österreichischen Grenze wird er undeutlicher und streckenweise nur in Lesesteinen verfolgbar. Die Einschaltungen von pfahlschieferartigen Gesteinen auf österreichischem Gebiete lassen eine Fortsetzung bis in die Gegend von Aigen vermuten.[1] Das Tal der oberen Mühl setzt die Richtung fort und scheint somit ebenso wie das obere Moldautal durch eine Störungslinie vorgezeichnet zu sein.

Den Pfahl begleitet jederseits ein Zug eigentümlicher schiefriger Gesteine mit schwankender und stellenweise bis über 400 *m* anschwellender Gesamtbreite. Diese sogenannten Pfahlschiefer sind in der unmittelbaren Nähe des Quarzes ganz dichte, hälleflintartige Gesteine; in einiger Entfernung gehen sie in sericitische Schiefer über, allmählich wird die Textur etwas gröber und mehr flaserig, es stellen sich Feldspataugen ein, die immer größer und regelmäßiger umgrenzt werden, und mit dem Hinzutreten von reichlichem dunkeln Glimmer vollzieht sich ein allmählicher Übergang zum Granitgneis und zum grobkörnigen, porphyrartigen Granit.

Die richtige Erklärung für die Bildung der Pfahlschiefer hat erst J. Lehmann gegeben.[2] Sie stellen nichts anderes vor als die durch Gebirgsdruck und Gleitung entlang der großen Dislokation im höchsten Grade umgewandelten porphyrartigen Granite. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Umwandlung der Gesteine eine Folge der Bewegung entlang der großen geradlinigen Dislokation ist und erst nach dem Abschlusse der eigentlichen Gebirgsbildung erfolgte; sie bildet zugleich das bezeichnendste Beispiel für die rein dynamische oder anogene Metamorphose und zeigt uns neuerdings, wie sehr die Schieferung der kristallinischen Gesteine zu Täuschungen führen müßte, wenn man sie gleich der Schichtung jüngerer Sedimente für die Altersbestimmung der Gesteinsserie verwerten wollte.[3]

---

[1] H. V. Graber. Über die Plastizität granitischer Gesteine. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 146.

[2] J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884, S. 178 ff., s. auch E. Weinschenk. Geologisches aus dem bayrischen Walde. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. bayr. Akad. d. Wissensch. München 1899, Heft 2, S. 210.

[3] Für den Vergleich mit den Quarzgängen des in vieler Hinsicht so ähnlichen französischen Zentralplateaus verweise ich auf L. de Launay: Études sur le Plateau Central III. Bull. des Services de la Carte Géologique de la France. Paris. Tome 1900—1901, pag. 293. Le décrochement quartzeux de Saint-Maurice et d'Evaux.

Ein treffliches Seitenstück zum bayrischen Pfahle bildet auf österreichischem Gebiete der von HOCHSTETTER als **böhmischer Pfahl** bezeichnete Quarzzug.[1] Sein Verlauf ist nicht parallel dem des bayrischen Pfahles, sondern weit mehr gegen Nord abgelenkt; er folgt der Richtung des Hauptkammes des nördlichen Böhmerwaldes. Die Gesamtlänge aus der Gegend von Furth in Bayern bis nördlich von Tachau beträgt nicht ganz 65 *km*; der Verlauf ist jedoch nicht wie der des bayrischen Pfahles ganz geradlinig, sondern bildet eine mehrmals sanft gebogene Linie. Mancherlei Quarztrümmer befinden sich innerhalb der Hornblendeschiefer des hohen Bogen und selbst innerhalb der Glimmerschiefer des Osser- und Arbergebirges, ihr Anschluß an den böhmischen Pfahl ist aber nicht sicher festgestellt. Der zusammenhängende Quarzzug erscheint zuerst auf der Kuppe des Dieberges, knapp an der böhmischen Grenze nordöstlich von Furth. Als erhabener Kamm tritt er erst in der Umgebung von Klentsch hervor und bildet namentlich bei Hochofen und Meigelshof eine weithin sichtbare, schroffe und über 10 *m* hohe Felsmauer. Wiederholt verschwindet er unter lehmigen und sumpfigen Niederungen, um aber immer wieder in der Fortsetzung der ursprünglichen Richtung auf kurze Strecken aufzutauchen. Erst nahe dem Nordende, in der Umgebung von Tachau, bildet er wieder stellenweise eine zusammenhängende Mauer, auf der Höhe jenseits des Mießtales taucht er noch einmal in seiner ganzen Mächtigkeit hervor, um zwischen den Dörfern Frauenreuth und Siebenreuth plötzlich zu enden.

Die Linie des böhmischen Pfahles fällt im ganzen mit dem Streichen der Gneise zusammen und bildet im allgemeinen die Grenze zwischen den vom Hohen Bogen in Bayern nordwärts ziehenden Hornblendeschiefern im Osten und den Gneisen des nördlichen Böhmerwaldes im Westen; sie gibt sich durch diese Verhältnisse als ein Längsbruch von bedeutendem Ausmaße kund, trotzdem stellenweise wohl auch die Amphibolite auf die Westseite übergreifen wie bei Furth und bei Hostau und Muttersdorf. Weiter im Norden bei Alt-Zedlitsch ist wieder das Gegenteil der Fall, indem dort ein schmaler Gneisstreifen noch auf die Ostseite des Pfahles fällt.

Zugleich mit dem Pfahle brechen bei Siebenreuth im Norden auch die benachbarten Hornblendeschiefer plötzlich ab und der Endpunkt wird augenscheinlich bestimmt durch die oben erwähnte Linie, an welcher die Streichungsrichtung des Erzgebirges das Streichen des nördlichen Böhmerwaldes quer abschneidet (s. oben S. 39). Man wird versucht, zu glauben, daß die Änderung im Streichen jüngeren Ursprungs ist als die Entstehung des Pfahls. Weiter im Norden bei Promenhof, Glashütten und Siehdichfür trifft man auf einen neuerlichen geradlinigen Quarzgang; seine Richtung ist Nordnordost und im Westen begleitet ihn ein zweiter kürzerer Quarzzug in paralleler Erstreckung bei Dreyhacken. Bei der Besprechung des Karlsbader Gebirges und Erzgebirges werden wir einen weiteren Quarzpfahl kennen

[1] F. v. HOCHSTETTER. Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. IV, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 749.

lernen, der sich an die genannten Züge bei Dreyhacken mit nordöstlichem Streichen winkelig anschließt, nördlich von Sandau unter das Tertiär des Egerer Beckens hinabtaucht, aber westlich von Franzensbad wieder zum Vorschein kommt und die Gesteinszüge des Erzgebirges quer durchschneidend bis über Asch hinaus fortstreicht. Vielleicht darf man in diesem Gange die abgerissene und verschobene Fortsetzung des böhmischen Pfahles erblicken.

Im Zusammenhange mit dem häufigen Vorkommen reiner weißer Quarze stand auch die seinerzeit recht verbreitete Glasfabrikation im böhmischen und im bayrischen Walde sowie in anderen Urgebirgsteilen der Masse. Ursprünglich ein Nebengewerbe der Forstwirtschaft, war sie nicht nur an das Vorhandensein von Quarz, sondern auch an den Reichtum schlagbaren Holzes gebunden, es bezeugt dies die Verbreitung der mit „Glas“ verbundenen Namen kleiner Weiler und Dörfer in den genannten Waldgebirgen, wie z. B. Glashütten im künischen Gebirge, Glaserwald bei Eisenstein u. a. Die Anfänge dieser Industrie reichen viel weiter zurück als der urkundliche Nachweis. Die ältesten Nachrichten stammen aus dem XIV. Jahrhundert und im XVI. Jahrhundert treffen wir bereits die Anfänge des Kunstgewerbes, durch das später das „böhmische Glas“ zu so großer Berühmtheit gelangt ist. Die gegenwärtigen Verkehrsverhältnisse haben freilich den Erwerbszweig von den engen, örtlichen Bedingungen frei gemacht; die kleineren, im tiefen Wald verlorenen Glashütten mußten nun den größeren Unternehmungen weichen, aber auch von diesen haften manche noch am alten Boden im Gebirge.

Gold im südlichen Urgebirge.

Einen großen Teil seines berühmten Reichtums hat das Böhmerland den auf den Spalten des Grundgebirges durch Thermalwässer oder durch Sublimation angesammelten Metallen zu verdanken. Gegenwärtig scheinen freilich die ehemals so leicht gewinnbaren Schätze des südlichen Urgebirges fast gänzlich erschöpft zu sein.

Gold und Silber in Verbindung mit sulfidischen Erzen (Pyrit, Arsenkies, Antimonglanz) bilden die häufigere Vergesellschaftung auf den Erzgängen des südlichen Urgebirges, und zwar erstreckte sich das Gebiet der Goldgewinnung hauptsächlich auf die Moldau und ihre Nebenflüsse bis zu den Abhängen des Böhmerwaldes, während die alten Silberbaue größtenteils weiter im Osten gelegen sind. Damit soll jedoch nicht gesagt sein, daß sich die Erzgänge in geologischer Hinsicht in zwei Regionen trennen ließen. Die Gänge der Silbergruben enthalten in der Regel einen nicht unbeträchtlichen Goldgehalt, der allerdings in früheren Zeiten meistens unberücksichtigt blieb und die Anreicherung des gediegenen Goldes im westlichen Moldaugebiete am Ausgehenden der Gänge ist der Einwirkung der Atmosphärilien zuzuschreiben.

Durch die Tagwässer mit ihrem Gehalt an Sauerstoff, Kohlensäure, Chlorüren, Nitraten u. s. w. werden die Sulfide zersetzt und entfernt, und in

den Hohlräumen des Quarzes setzt sich das gediegene Gold ab. Dieser sogenannte „Hut", welcher bis zum jeweiligen Grundwasserspiegel hinabreicht, wurde in früheren Jahrhunderten allenthalben abgebaut und uns verblieben nur mehr die tieferen Gangteile, aus welchen das in den Kiesen fein verteilte Gold nur schwer und mit viel höheren Kosten gewonnen werden kann. Weit zugänglicher noch boten sich die Goldschätze des Landes unseren Vorfahren in den aus der Zerstörung des Gebirges hervorgegangenen Schutt- und Geröllmassen dar.

Die uralte Oberfläche des südlichen Urgebirges ist verschiedenen Arten der Abtragung ausgesetzt gewesen, denn durch lange Zeiträume war sie nicht vom Meere überflutet. Das Gold der zerstörten Gänge blieb im Verwitterungsdetritus erhalten, während die Erze zerstört wurden; es drängt vermöge seines hohen spezifischen Gewichtes gegen unten und sammelt sich auf härteren Lagen oder an der Oberfläche der Gesteine, welche die Grundlage der neuen Anschwemmung bilden. Bei längerem Transporte durch fließendes Wasser wird die Scheidung noch gründlicher; es sondern sich die Goldteilchen nach ihrer Größe und es kommen auf diese Weise die leicht gewinnbaren Anhäufungen, die „Seifen" zu stande. In dieser Form und überhaupt als eines der wenigen Metalle, welche in der Natur im gediegenen Zustande auftreten, ist das Gold schon in den frühesten Zeiten von den Menschen aufgesucht und zu einem Kulturgegenstande gemacht worden.

Man hat nun in vielen Golddistrikten in Kalifornien, am Ural und anderwärts dieselbe Gewinnungsgeschichte des Goldes erlebt. Zuerst wendet sich die Bevölkerung dem Schwemmlande zu und gewinnt auf leichte Weise große Goldmengen. Wenn die Wäschen nachlassen, geht die Gewinnung auf den Hut über und wird zum regelmäßigen Bergbau. Aber man kann in zahlreichen Fällen sehen, daß bis zum XIX. Jahrhundert herauf die Bergbauten in der Regel nicht tief unter den angereicherten Hut hinabgingen, teils aus den oben angegebenen chemisch-geologischen Gründen, teils weil die mechanischen Mittel fehlten, um die Grundwässer zu bewältigen. Das ist auch die Geschichte des böhmischen Goldes.

Die Ausstreuung von Gold hat sich auf der böhmischen Masse unter verschiedenen Bedingungen zu verschiedenen Zeiten wiederholt. Der nicht geringe Goldgehalt den Ragsky in den Kohlen der Rotliegendscholle bei Budweis nachgewiesen hat,[1] stimmt gut überein mit neueren Erfahrungen über den Goldgehalt der Vegetation auf gegenwärtigen tropischen Goldlagerstätten.[2]

Man versteht leicht, daß auch die hochliegenden Schotter spättertiärer oder diluvialer Flußtäler goldführend sind. Auch sie zeigen in vielen Gegenden alte Seifenhalden, aber in erster Linie hat sich der Mensch den jüngsten Schotter- und Sandmassen zugewendet. Goldführendes Schwemmland mit den

[1] J. Czjžek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, Bd. V, S. 225.

[2] E. E. Lungwitz. Der geologische Zusammenhang von Vegetation und Goldlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, S. 71.

Spuren alter Seifen findet sich in fast allen Tälern des südwestlichen Böhmen. Ein geringer Teil des Goldes ist nach Süden gelangt und ist eine der Quellen der Goldführung der Donau geworden.

Zahlreiche Schriftsteller haben sich mit diesen Goldvorkommnissen beschäftigt. Ich nenne nur PEITHNER v. LICHTENFELS und GRAF KASPAR STERNBERG, der unermüdlich tätig war für die naturwissenschaftliche Erkenntnis Böhmens;[1]) dann die Beschreibung der Goldwäschen des Böhmerwaldes durch HOCHSTETTER[2]) und die ausführliche Darstellung des böhmischen Goldvorkommens von F. POŠEPNY, der ich den größten Teil des hier Vorgebrachten entnommen habe.[3])

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier die Gewinnung des Goldes in den Flußtälern weit älter ist als die historischen Berichte. Das älteste bekannt gewordene Aktenstück ist nach STERNBERGS Angabe eine Urkunde vom 22. Oktober 1045, durch welche Herzog Brzetislav dem Benediktinerkloster zu Ostrov das Schloß (Hradek) am Einflusse des Baches Hostinetz in die Sazawa zum Geschenke macht. Es heißt daselbst: „illud castrum Hradek, quod quondam a praedecessoribus nostris e ruinis loci deserti ad custodiam auri fossorum, qui vulgo Ylouci dicentur, et in Ylou habitant, ibique in vicinia ab antiquo aurum de terra ilovant seu decutiunt, a fecibus terre separant et lavant extractum."[4]) Obwohl STERNBERG selbst an der Echtheit dieser Urkunde zweifelt und ihre mutmaßliche Abfassung in das XIII. Jahrhundert verlegt, ist sie schon darum merkwürdig, weil sie einiges Licht wirft auf den Namen des historisch wichtigen Bergortes Eule (böhmisch Yilov, Jilová). „Jil" heißt böhmisch „Lehm". Das latinisierte, ursprünglich slavische Wort, „ylovant" bedeutet daher beiläufig soviel als im Lehm herumarbeiten. Die Eule im heutigen Wappen der alten Goldstadt beruht auf einer fälschlichen Auslegung des verdeutschten Namens.

Die Chronik des HAJEK VON LIBOČAN, eine in der ersten Hälfte des XVI. Jahrhunderts abgefaßte recht kritiklose Zusammenstellung alter Sagen, zeigt das deutliche Bestreben, dem von der Natur ohnehin reich begünstigten Lande noch mehr Ehre zu erweisen durch mancherlei Ausschmückung der überlieferten Nachrichten. Dennoch enthalten die Berichte Andeutungen, welche sonderbarerweise übereinstimmen mit Erfahrungen in anderen Goldländern. So wird erzählt, wie gegen Ende des VIII. oder zu Anfang des IX. Jahrhunderts — denn von einer genauen Zeitbestimmung ist wohl völlig abzusehen — an der Wottawa und an anderen Nebenflüssen der Moldau, in

[1]) J. TH. A. PEITHNER EDLER v. LICHTENFELS. Versuch über die natürliche und politische Geschichte der böhmischen und mährischen Bergwerke, Wien 1780; GRAF KASPAR STERNBERG. Umrisse einer Geschichte der böhmischen Bergwerke, II. Bd., Prag, 1836–1838.

[2]) Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. II. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854. S. 567.

[3]) F. POŠEPNY. Das Goldvorkommen Böhmens und der Nachbarländer. Archiv f. prakt. Geologie, Bd. II, Freiberg i. S. 1895.

[4]) STERNBERG. l. c. Bd. I. 2. Abteil., Urkundenbuch 1.

den Talsohlen dem Landbau durch das Goldwaschen Schaden angerichtet und von den Landleuten Klage erhoben wurde gegen die Goldwäscher. Es ist derselbe Streit, der im großen Maßstabe in Kalifornien hervorgetreten ist.

Die Abhängigkeit des goldführenden Schwemmlandes von dem Berggolde, d. i. von den Gängen, tritt recht deutlich hervor. Ein Hauptzug von goldführenden Gängen begleitet den Nordwestrand des mittelböhmischen Granitstockes; wir werden ihn hier als den Zug von Eule bezeichnen. Eine zweite Gruppe von Goldvorkommnissen befindet sich in den quarzreichen Gneisen im Vorlande des Böhmerwaldes; sie soll nach dem Hauptpunkte der Goldgewinnung als der Zug von Bergreichenstein bezeichnet werden und eine dritte kleinere Gruppe bilden die Vorkommnisse von Gutwasser am Ostrande der Budweiser Ebene. Weitere Vorkommnisse im Osten sind verhältnismäßig unbedeutend und vereinzelt. Sie reichen bis nach Mähren, wo in der Gegend südlich von Iglau durch Pošepny die Spuren alter Seifen nachgewiesen wurden.

Der Zug von Eule ist bezeichnet durch das häufige Auftreten von Gängen von Minette und von Porphyr sowie von Antimonerzen. Eule selbst, im nördlichen Teile dieses Zuges gelegen, zeigt gegenwätig an der Oberfläche nur mehrere Kilometer lange Pingenzüge, deren Erstreckung gegen Nordnordost die Richtung der Gänge erkennen läßt. Diese Gänge sind offenbar die Hauptquellen des Goldreichtums der Seifen an der Sazawa sowie der Terassenschotter hoch oberhalb des Flusses gewesen. Die Blütezeit des Euler Bergbaues fällt um das Jahr 1363. In alter Zeit erwarb hier die Familie Elbel ihren berühmten Reichtum. Nach dem Stammhause „ad ruffum leonem“ in Prag werden die Mitglieder dieser Familie häufig Rotlöw genannt. An einen Rotlöw knüpft sich auch die Sage, daß er den Schleier seiner Frau verkauft habe, um sich die Mittel zu einem letzten Hoffnungsbau zu verschaffen; dadurch wäre dann großer Adel erschlossen worden auf einem Gange, der bis heute noch der „Schleiergang“ heißt. Pošepny sagt, daß die Quarze des Schleierganges stark gelblichbraun gefärbt wären und schließt darnach auf ansehnliche Hutbildung. Die Sage deutet aber auch an, daß die Sache mit dem Schleier bildlich zu nehmen sei, daß der Teufel im Spiele war und daß auf dem Schleiergang mit einem Sündengelde gearbeitet wurde. Tatsächlich stellten sich bald Beschwerden mit dem Wasser ein und schon im Jahre 1378 entsendete Wenzel IV. einen gewissen Mauritius nach Eule, einen jener Wundermänner, welche sich damals vergeblich mit Erfindungen abmühten, um die Grubenwässer zu bewältigen. Als im Jahre 1422 die Hussitenscharen unter Ziska die Stadt Eule verbrannten, war das Bergwerk bereits ersoffen.

Bald darauf fand man Gold in der nördlichen Fortsetzung der Gangzüge zu Radlik und im Jahre 1590 treffen wir in Eule einen Engländer namens Edward Kelley (Kelleus) aus Worcester, den Alchimisten Kaiser Rudolf II., um die Scheidung des Goldes zu verbessern. Das XVII. Jahrhundert war für Eule eine Zeit des gänzlichen Verfalles; nur Radlik lieferte noch etwas mehr Gold. Unter Karl VI. wurde „zur wieder Emporbringung deren ehe-

dessen in großen Flor gestandenen Goldbergwerken zur Eülle" ein „tiefer Erbstollen zur Prob" angelegt; für die daran geknüpften Hoffnungen geben die bei diesen Anlasse geprägten Gedenkmünzen Zeugnis. Mit großem Kostenaufwand wurde der Stollen betrieben, wiederholt eingestellt und wieder in Angriff genommen. Erst 1864 wurde der Wenzelsstollen neben dem Caroli sexti mit dem Schleiergange durchschlägig. Man trieb im Schleiergange Seitenschläge nach allen Richtungen, aber das Ergebnis war eine neuerliche Enttäuschung.

Als weitere Bergorte des Zuges von Eule seien noch genannt: Kniss, Bitis, Leschnitz, wo auch Antimon gebaut wurde und endlich noch Krasna-Hora oder Schönberg in einer Gneis- und Schieferinsel innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes östlich der Moldau. Die letztgenannten gehören zu den wenigen Grubenorten, welche noch in neuester Zeit im Betrieb standen. Hier verzeichnet der amtliche Bericht für 1900 noch als Nebenprodukt der Antimongewinnung den spärlichen Ertrag von 47.098 Kronen Goldes.

Die zweite Gruppe von Goldvorkommnissen bildet, wie gesagt, die Umgebung von Bergreichenstein. Man kennt historische Urkunden seit 1337, der Bergbau ist aber gewiß weit älter. Seine historische Blütezeit ist erst in der zweiten Hälfte des XVII. und Anfang des XVIII. Jahrhunderts eingetreten. Vom Jahre 1715 an beginnen die Klagen über Wasser. Dieses Ganggebiet ist der Ausgangspunkt zahlreicher Seifen, deren Spuren an den linken Nebenflüssen der Moldau noch unmittelbar beobachtet oder aus alten Archivverzeichnungen nachgewiesen werden können. Die großartigste Entwicklung zeigen die alten Seifenhalden am Oberlaufe der Wottawa und namentlich an der Talausweitung bei Langendorf und Schüttenhofen, ferner soll auf der ganzen, 20 *km* langen Strecke von hier bis Horaschdiowitz, eine ununterbrochene Reihe von alten Seifenhügeln bestanden haben. Weiter flußabwärts liegt die alte Goldstadt Pisek, welche der Sage nach unter Herzog Nesamisl im VIII. Jahrhundert mit dem Namen „Bohaty Pisek", d. i. „reicher Sand" gegründet worden ist und die von Kaiser Rudolf im Jahre 1614 erlassene Seifenordnung beweist, daß hier die Goldgewinnung durch mehrere Jahrhunderte mit Erfolg betrieben worden ist. Pošepný erwähnt noch aus dem Jahre 1868 die Feilbietung von Goldseifen in der Gegend von Schüttenhofen.

Der Zug von Gutwasser zeigt einen bemerkenswerten Parallelismus mit den Pingenzügen von Eule und zugleich mit dem Zuge vereinzelter Vorkommnisse von Rotliegendem, die sich von Budweis über Tabor nach Nordnordost erstrecken. Dieser Zug ist jedoch gegenüber den westlichen Vorkommnissen dadurch ausgezeichnet, daß auf ihm in einer im alten Gebirge seltenen Weise Vorkommnisse von Silber, von güldisch Silber und von Gold abwechseln. Als sein südlichstes Vorkommen kann das Bergwerk in der Nähe von Krumau genannt werden, welches seit 1475 in den Akten erwähnt wird und welches z. B. in den Jahren 1519—1552 (mit dreijähriger Unterbrechung) 460 Mark Gold und 26.635 Mark güldisch

Silber geliefert hat. In der Fortsetzung dieses Zuges liegen die berühmten Silberbergwerke von Rudolfstadt bei Budweis. In späterer Zeit erst wurden die Goldvorkommnisse von Gutwasser entdeckt; sie werden erst 1610 erwähnt und haben noch bis zum Jahre 1808 einen bemerkenswerten Ertrag geliefert; trotzdem lohnte sich der Abbau nicht und waren im ganzen die Unkosten während des Betriebes der letzten Jahrzehnte doppelt so groß als der Wert des ausgebrachten Metalles.

Nach einiger Wahrscheinlichkeit sind die Vorkommnisse von Borzkowitz und Liboun im Bezirke Beneschau als Fortsetzung des Gutwasser Zuges zu betrachten, sie sind durch mehrere kleinere Vorkommnisse mit diesen verbunden. Borzkowitz ist das zweite Werk welches sich noch im Jahre 1900 in Betrieb befand, und zwar wurden in diesem Jahre daselbst 38·5 *kg* Crudogold im Werte von 77.909 Kronen und Schlieche im Werte von 13.042 Kronen gewonnen.

Man kann sagen, daß die Nebengewinnung an den Antimongruben in Schönberg und die Gruben von Borzkowitz die letzten Vertreter der einst blühenden böhmischen Goldproduktion sind. Pošepny schätzt nach seinen Erfahrungen im Ural, daß ein oder mehrere tausende von Arbeitern nur in mehreren Jahrhunderten die ausgedehnten Seifenkomplexe im Gebiete der Wottawa durchzuarbeiten imstande waren. Er verlegt die Hauptgewinnung des böhmischen Goldes vermutungsweise vor das X. Jahrhundert.

Die Urteile der Fachleute über die Zukunft gehen weit auseinander. Hochstetter hat sich ganz pessimistisch geäußert, Grimm, welcher für die Regierung verschiedene Gutachten abgab, ist ebenfalls sehr zurückhaltend gewesen. Die Enttäuschung im Schleierzuge mag viel beigetragen haben zu der ungünstigen Beurteilung. Pošepny dagegen war voll Hoffnung. Man darf hinzufügen, daß neuere Fortschritte der Mechanik und des Hüttenwesens solche Hoffnungen unterstützen, während anderseits der Gangbergbau im alten Gestein — etwa mit Ausnahme Westaustraliens — im allgemeinen nicht so günstige Erfahrungen aufgewiesen hat als man zu hoffen sich berechtigt glaubte.

Silber.

Während man im Westen deutlich die Züge von Eule und Gutwasser unterscheidet, scheint weiter im Osten ein ziemlich ausgesprochener ähnlicher Gangzug aus dem Thayagebiete in Niederösterreich über Jamnitz und Iglau in Mähren, nach Deutsch-Brod und in kleineren Vorkommnissen sich Nordwest wendend bis Kuttenberg hinzuziehen. Aber zahlreiche ältere Angaben, welche sich auf geringe Vorkommnisse außerhalb dieser Linie beziehen, deuten auf eine mehr diffuse Anordnung der Gänge im Osten und man könnte besser von einer breiten Zone von Erzvorkomnissen sprechen.[1]

[1] Versuchsbaue auf schwefel- und magnetkiesführende Quarzgänge bei Drosendorf erwähnt Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1852, S. 47. Im XIII. Jahrhundert wurde in der Nähe des Klosters Zwettl auf Silber gemutet. Plesser. Monatsblätter d. Ver. f. niederösterr. Landeskunde 1902, S. 2. Über den alten Bergbau bei Jamnitz und südlich von Iglau s. Pošepny, l. c.

Im Zuge von Eule sieht man kein bedeutendes Silbervorkommen, dagegen die reichen Goldwäschen und da und dort auch Antimon; im Zuge von Gutwasser wechseln reine Goldbaue mit solchen auf güldisches Silber und auf Silber; im Osten dagegen liegen die reichen Silbergruben, aber es sind auch vereinzelte kleinere Goldwäschen bekannt und auch Antimon erscheint an einer Stelle.

Bei weitem den größten Reichtum hat hier der nördlichste Teil geliefert. Alte Berichte erzählen von Raubzügen, welche von Mähren aus gegen die Gruben auf den „Zdarski Hory" (am nördlichen Ufer der Sazawa, nördlich von Deutsch-Brod) in der Lipnitzer Gegend unternommen worden sind, aber wie mit einem Schlage tritt uns aus der unbekannten Vergangenheit das umfangreiche Iglauer Bergrecht entgegen, als ein Zeugnis alter reicher Silbergewinnung, das älteste oder eines der ältesten Bergrechte überhaupt. Nach Sternberg wurde es im Jahre 1234 vom Markgrafen Przemisl dem Sohn Przemisl Ottokars, auf Grund der Einwanderung deutscher Bergleute, nach anderen erst in den Jahren 1249—51, erlassen. Es zeigt bereits eine völlig ausgestaltete Organisation von Urburen, Schöffen s. w. Auch ein Urburer von Deutsch-Brod ist bereits in dieser Urkunde erwähnt und der Münzmeister Eberhard erscheint als eine der maßgebendsten Persönlichkeiten von Iglau.

Die Erfolge von Iglau und von Deutsch-Brod sollten jedoch bald verblassen neben dem mächtig aufstrebenden Kuttenberg. Etwa um 1255 nennt König Ottokar II. in einem dem Münzmeister Eberhard gegebenen Freibriefe die „nova civitas, magnifice constructa" und nach Sternbergs Angaben entnimmt der König im Jahre 1278 der Kuttenberger Grube auf der Höhe Kuklik (Gutglück) 500 Pferde zu seinem Zuge gegen Rudolf von Habsburg. Als dann König Wenzel im Jahre 1300 Kuttenberg ein Bergrecht erteilte schrieb er: „Mit zum Himmel erhobenen Händen wollen wir dem Schöpfer danken, der uns auch hierin beglückt hat, daß, während fast in allen Königreichen der Welt der Bergsegen vertrocknet ist, das einzig fruchtbare Böhmen zu unserer Zeit mit seinem Gold und Silber uns erquickt." Die Ziffern des Ertrages der damaligen Zeit mögen in vieler Hinsicht anfechtbar sein, als sicher kann aber gelten, daß in der ersten Hälfte des XIV. Jahrhunderts Kuttenberg zur zweiten Stadt im Königreiche geworden war, 1338 mit Prag eine Verbrüderung für Gegenseitigkeit in der Bürgerrechtserteilung abschloß und daß König Johann, abgesehen von den Zahlungsanweisungen, welche unmittelbar an den Münzmeister ergingen, noch etwa 500 bis 600 Mark Silbers wöchentlich aus Kuttenberg bezog.

Deutsch-Brod war 1323 bereits völlig verarmt; in Iglau begannen Schwierigkeiten mit den zusetzenden Wässern. Kuttenberg, wo 1372 ein Johann Rotlöw Münzmeister wurde, trieb seinen Abbau mit Erfolg bis zum Beginn der Hussitenkriege. Kaiser Sigismund verbrannte die Stadt im Jahre 1421; den Rest zerstörte Ziska im Jahre 1423 und nur sehr langsam erholte sich der Bergbau von diesen schweren Schlägen. Sonderbar mußten

die Hüttenverhältnisse am Ende des XV. und zu Anfang des XVI. Jahrhunderts gewesen sein. Die Kupferkiese wußte man nicht zu saigern und verführte sie in rohem Zustande nach Nürnberg; dann kam für Kupfer ein ungünstiger Vertrag zu stande. Einheimische Bleierze wußte man nicht als Zuschlag zur Schmelze zu verwenden und bezog Blei aus Beuthen und Krakau.

Kaiser Ferdinand I. ließ sich den Bergbau sehr angelegen sein. Kommissionen über Kommissionen wurden nach Kuttenberg geschickt. Die mittleren Teufen, hieß es, seien abgebaut und größere Teufen unter Wasser. Viel Unfug wurde aufgedeckt, von dem Graf STERNBERG ausführlich berichtet. Vor allem waren aber im XVI. Jahrhundert zwei Umstände maßgebend, nämlich erstens die Zunahme des Ackerbaues bei fortschreitender Rodung der Wälder und rasch zunehmender Teuerung des Holzes und zweitens das Sinken des Silberpreises durch die Ankunft großer Silbermengen aus Amerika. Der Schwerpunkt des Reichtums an edlen Metallen lag nun in Spanien.

In den Jahren 1580—90 bereiste Lazarus ERKER im Auftrage der Regierung die böhmischen Bergwerke und verfaßte eine Reihe höchst lehrreicher aber wenig erfreulicher Berichte. Noch 1607 bezog Kuttenberg Blei aus Goslar am Harze. Dann kamen die Schrecken des Dreißigjährigen Krieges. Ferdinand II. wagte nicht einen neuen Versuch. Er verpachtete 1625 das ganze Werk der Stadt Kuttenberg gegen Abführung des Zehents von Silber; das war für lange Zeit das Ende. Noch im XIX. Jahrhundert wurden einige Versuche unternommen.[1])

Die Kuttenberger Gänge streichen etwa nordöstlich. Die südlichen in der Nähe der Stadt gelegenen werden zuweilen als die Silbergänge, die nördlichen als die Kiesgänge bezeichnet. Ihre Füllung ist unregelmäßig und besteht aus Sphalerit, Bleiglanz und Pyrit. Sie zeigen Spuren wiederholter nachträglicher tektonischer Veränderungen und namentlich aus den Südost strecken werden wiederholte Gleitflächen mit fast horizontalen Furchen erwähnt.[2])

Der berühmteste Gangzug früherer Zeit war der „Esel"; sein Radschacht war 190 *m* tief; an diesen schlossen sich Haspel und die gesamte Tiefe wird mit 613 *m* angegeben. Unter Kaiser Ferdinand I. konnte man diese Tiefe nicht mehr gewältigen und der Bau lag unter Wasser.

Im Jahre 1875 beschloß die Regierung über Anregung von Grimm, Beust und Rittinger die Aufnahme neuer Versuche in Kuttenberg. Der größte dieser Versuche wurde auf dem 14 Nothelferstollen von Osten her ausgeführt. Man durchschnitt eine ganze Reihe von Gängen und erreichte 1197 *m* vom Mundloche den altberühmten Tauernzug. Nur an einer Stelle im Reussengang erreichte man im Jahre 1886, 329 *m* vom Stollen, edles Erz. Aus demselben wurden 64.477 *kg* Silber gewonnen; nach weiteren

[1]) J. F. SCHMIDT v. BERGENHOLD. Übersichtliche Geschichte des Hütten- und Bergbauwesens im Königreiche Böhmen. Prag 1873, S. 189.

[2]) S. W. GÖBL. Kuttenberg. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XXXV. Jahrg. 1887. F. KATZER. Der Kuttenberger Erzdistrikt, ebda. XLIV. Jahrg. 1896.

20 *m* verlor sich aber wieder der Adel. Im Jahre 1900 waren noch 60 Arbeiter in Kuttenberg mit Aufschlußarbeiten beschäftigt.

In Kürze sei nur noch einiger der weniger bedeutenden Silbergruben gedacht; sie gehören zum größten Teile dem erwähnten Zuge an, der anscheinend die Goldvorkommnisse von Krumau und Gutwasser nordwärts fortsetzt. Zunächst ist Rudolfstadt zu nennen, das seinen Namen und sein Stadtrecht durch Kaiser Rudolf II. erhielt, ferner gleich daneben Adamstadt und Libnitsch, mit ihren nordsüdstreichenden Gangzügen. Ein wichtiges Bergwerksgebiet ist die Umgebung von Tabor mit dem Hauptorte Bergstadtl Ratiborzitz; das ausgedehnte Gebiet von Pingen und Halden erstreckt sich fast ununterbrochen bis Alt-Woschitz und Jung-Woschitz. In Alt-Woschitz wurde noch im XVIII. Jahrhundert ein ergiebiges Silberrevier neu entdeckt. Die Blütezeit aller genannten Bergorte fällt teilweise in das XV., hauptsächlich aber erst in das XVI. Jahrhundert. Einzelne von ihnen, z. B. das Revier von Rudolfstadt, standen bereits im XIII. Jahrhundert in Betrieb. Fast an allen genannten Orten wurden noch im XIX. Jahrhundert Hoffnungsbauten eröffnet und zeitweise gefristet.

Auch weiter im Westen im goldreichen Vorlande des Böhmerwaldes befanden sich vereinzelte Silbervorkommnisse. Zu den wichtigeren Bergwerksgebieten wo neben Gold auch Silber gewonnen wurde, gehört die Umgebung von Bergstadtl bei Schüttenhofen mit Wellhartitz und Silberberg.

Die in Bezug auf die Gesteinszusammensetzung einförmigeren Gebiete des Böhmerwaldkammes, des nördlichen Böhmerwaldes und des bayrischen Waldes sind auch bedeutend ärmer an Erzgängen als die inneren Regionen; die Bergorte sind nur ganz vereinzelt; ich nenne in Bayern nur den alten Blei- und Silberbergbau von Silberanger bei Erbendorf und den Silberberg bei Bodenmais, wo früher wohl Silber aus Bleiglanz gewonnen wurde, gegenwärtig aber nur die Kiese zur Alaunbereitung abgebaut werden. Beide waren bereits im XV. Jahrhundert in Betrieb. Das Vorkommen von Bodenmais ist bemerkenswert, weil die dortigen Erze, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende, weit seltener auf Gängen in Form größerer linsenförmiger Imprägnationen ohne Gangart der Schieferung parallel im Gneise, und zwar in der Nähe des Granitrandes, eingelagert sind.[1])

Dieser flüchtige Blick auf die Gold- und Silbervorkommnisse des südlichen Urgebirges wäre namentlich noch auf die Silbergruben von Przibram und Joachimsthal auszudehnen, um ein Bild von dem Einflusse des Bergsegens auf die Geschichte Böhmens zu gewinnen; aber schon das Gesagte zeigt folgendes:

Schon im VIII. Jahrhundert, also in einer für Böhmen vorhistorischen Zeit, wusch man vermutlich bereits in der Wottawa und in anderen Gewässern das Gold. Die Sagen erzählen von märchenhaftem Reichtum. Ur-

[1]) E. Weinschenk. Der Silberberg bei Bodenmais im bayrischen Wald. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, März u. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. 1899. Heft 2, S. 201.

kundliche Berichte beginnen erst im XI. Jahrhundert. Die Seifen werden ärmer; man sucht die Gänge auf, nicht nur auf Gold, sondern nun auch auf Silbererze. Die böhmischen Könige rufen sächsische Bergleute ins Land; schon 1250 gibt es ein geordnetes Bergrecht und im XIV. Jahrhundert erreicht die Bedeutung der Bergbaue ihren Höhepunkt. Eule gibt Gold, Kuttenberg gibt viel Silber und manches mag der Bergsegen beigetragen haben, um die Vorliebe der Luxemburger für Böhmen zu erhöhen. Dann wird bald da, bald dort das Grundwasser erreicht, die Mühen und Kosten der Gewältigung steigen und unter diesen Schwierigkeiten wird der Bergbau von den Gräueln der Hussitenkriege betroffen. Nachher wird noch mancher neue Fund getan, aber die alte Blüte kehrt bis zum Dreißigjährigen Kriege und auch nach demselben nicht mehr zurück.

Ganz verschieden war der Einfluß des Goldes auf die Geschichte Böhmens von jenem des Silbers. Das Gold, leicht zugänglich und sehr gesucht, hat im frühen Mittelalter dem Lande Reichtum und Glanz gegeben; das Silber, welches nicht in Wäschen erscheint und einen schwierigen Bergbau voraussetzt, ist dagegen der Anlaß zu einem nicht geringen Teile der deutschen Einwanderung geworden und hat Kulturstätten gebildet.

Landschaftlicher Überblick.

Das südliche Urgebirge stellt die tief abgetragene Wurzel eines ehemals hoch aufragenden Gebirges, den Typus eines „Rumpfgebirges“, dar. Die Gneise und die Granite können nur unter hohem Druck und hoher Temperatur des Erdinnern zur Entwicklung gelangt sein. Obwohl aus diesen Gesteinen auch die höchsten Gipfel zusammengesetzt sind, müssen außerordentlich große überlagernde Massen entfernt worden sein. Die Hauptarbeit der Abtragung ist aber bereits in uralten Zeiten geleistet worden. Das silurische und devonische Meer dürfte schon das ganze überdeckt haben. Die Reste obercarbonischer und permischer Conglomerate sind an weit entfernten Punkten über das Urgebirge verstreut. Ausgedehnte sedimentäre Massen mußten neuerdings entfernt werden, bis zur Zeit der oberen Kreideformation ein großer Teil des südlichen Urgebirges vom Meere überflutet wurde. Die groben Sandsteine des Cenoman sind nur an den nördlichen Rändern als unmittelbare Überlagerung des Urgebirges erhalten geblieben, ihre weitere Verbreitung gegen Süden kann aus verschiedenen Gründen angenommen werden.

Das Meer der Miocänzeit, welches die Niederung des außeralpinen Wiener Beckens überflutete, stieg auch ziemlich weit über das Ostgehänge des Urgebirges hinan und lagerte seine Sedimente namentlich in die schon damals teilweise vorhandenen Täler. Teils marine, teils brackische Buchten greifen in das Talgebiet der Schwarzawa bei Tischnowitz und der Rokitna bei Mährisch-Kromau. Einzelne Lappen von marinem Sand und Tegel werden auf den Plateaus bis auf Höhen von mehr als 400 *m* gefunden (z. B. Kralitz bei Namiest und Hösting bei Mährisch-Budwitz); ein Umstand der bemerkens-

wert erscheint, da die Süßwasserbildung des nördlichen Böhmen, welche ebenfalls dem Miocän zugerechnet werden, zum größten Teile ein tieferes Niveau einnehmen.

Am weitesten greift in das Urgebirge das reichgegliederte Miocän des sogenannten Horner Beckens. Es ist auffallend wie sich der rechtwinklig umgebogene Streifen von Sedimenten des tieferen Miocän anschmiegt an den bogenförmigen Verlauf der moravischen Grenze (s. die Übersichtskarte). In einer sehr auffallenden Terrainstufe, welche aus der Gegend südlich von Pernegg über Dreieichen gegen den Manhardt zieht, sinkt die moravische Grenze ab und bezeichnet zugleich den Saum der tertiären Bucht.

Ein Teil des Reliefs stammt gewiß noch aus vortertiärer Zeit und die plateauartige Beschaffenheit ausgedehnter Gebiete im Norden und im Osten mag zum Teil der abtragenden Tätigkeit der früheren Transgressionen zugeschrieben werden. So alt wie diese Transgression ist gewiß auch die Sonderung des ganzen südlichen Urgebirges in ein Gebiet von mehr richtungslos gleichmäßiger Verteilung mittlerer Höhen, welche mit Inbegriff der plateauartigen Strecken, das Land nördlich von Budweis bis zum mittelböhmischen Schiefergebiet und zum Eisengebirge sowie das mährische und niederösterreichische Gebiet umfaßt und in ein Gebiet von bedeutenden zum Teil breit kammartigen Rücken, nämlich die böhmischen und bayrischen Grenzgebirge. Auch zur Donaufurche am Südrande war der Grundplan schon zur Tertiärzeit gelegt, ihre jetzige Ausgestaltung hat sie aber erst nach dem Diluvium erfahren. Die Eiszeit, welche sowohl in den Alpen im Süden der böhmischen Masse als auch in den Ebenen im Norden der letzte und bedeutendste Faktor für die gegenwärtige Landschaft gewesen ist, hat in dem zum größten Teile eisfreien Urgebirge nur verhältnismäßig geringe Spuren hinterlassen; immerhin sind aber auch hier ihre Wirkungen in mancher Hinsicht in den gegenwärtigen Oberflächenbildungen unverkennbar.

Das Bergland im Südwesten.

Zwischen dem Plateaulande und den Böhmerwaldkämmen läßt sich keine Linie als bestimmte Grenze ziehen. Das Plateau behält viel von dem Charakter eines unregelmäßigen Berglandes mit zerstreut aufgesetzten Hügeln und Höhenzügen und die Kämme ihrerseits sind nicht vergleichbar den langen Graten junger Kettengebirge; sie bestehen vielmehr aus Gruppen breiter, langgestreckter Rücken in beiläufig paralleler Richtung, welche durch breite Paßniederungen von einander getrennt sind. Die einzelnen Kämme entsprechen nicht einzelnen Auffaltungen der Gesteine, doch scheinen in ihrem allgemeinen Streichen gegen Nordwest sowie in der Nordwestrichtung des oberen Moldautales tektonische Beziehungen zum Ausdrucke zu gelangen zu den Brüchen, welche den Westrand in eine Reihe langgestreckter Schollen zerlegen und in der Bruchlinie des Pfahles tief in das alte Gebirge eingreifen. Derselben Richtung folgt auch der unbestimmtere, von vielen Quertälern durchfurchte Höhenzug des bayrischen Waldes. Die mehr

nördliche Richtung der steil westabfallenden Rücken im oberpfälzischen Waldgebirge und des Hauptkammes des nördlichen Böhmerwaldes entspricht der Linie des böhmischen Pfahles, während die breite Weidener Bucht am Westrande das Eingreifen der fränkischen Randbrüche anzeigt. Die Hauptkämme mit den höchsten Gipfeln, Arber, Rachel und Plöckenstein, bilden keine zusammenhängende Wasserscheide, sondern werden durch die Quellflüsse des Regen und des Ilz umflossen; rückschreitende Erosion scheint den auf der bayrischen Seite steiler abfallenden Kamm in früherer Zeit durchbrochen zu haben.

Wenn man sich vom Plateaugebiete her, z. B. von Budweis gegen Krumau oder aus den Granitgegenden von Strakonitz und Horaždiowitz, dem Gebirge nähert, wird die Landschaft ganz allmählich unruhiger, die einzelnen Kuppen nehmen an Zahl und Höhe zu und schließen sich zu dominierenden Stöcken zusammen bevor noch die hier schluchtartigen Täler die für den böhmischen und bayrischen Wald bezeichnende Form breiter Talweitungen angenommen haben. Im Südosten, jenseits der Einsenkung von Aigen in Oberösterreich, welche als die Grenze des Böhmerwaldgebietes angenommen wird, behält die Granitlandschaft trotz geringerer Höhe den allgemeinen Charakter bei, so daß sich eigentlich auch vom Plöckensteingebirge zu den Kämmen des St. Thomasgebirges und des Sternwaldes südlich von Hohenfurt und zum österreichischen Granitplateau ein ganz allmählicher Übergang vollzieht.

Der Böhmerwald bietet ein besonders treffliches Beispiel für die in Hoch- und Mittelgebirgen allgemein verbreitete Erscheinung der Konstanz der Gipfelhöhen. In dem uralten Gebirge haben die zerstörenden Kräfte, Frost und Wind und mannigfacher Witterungswechsel, welche die besonderen Hervorragungen am stärksten angreifen und am raschesten erniedrigen, ursprüngliche Unterschiede im höchsten Maße ausgeglichen. Die Widerstandsfähigkeit der Urgebirgsgesteine schwankt innerhalb zu enger Grenzen, um größere Höhenunterschiede der Gipfel begründen zu können. Dem Auge wird es in der Regel kaum gelingen den höchsten Gipfel in einer Höhengruppe zu erkennen; erst die Messung wird darüber mit Sicherheit entscheiden. Der Ausblick selbst von den höchsten Punkten, wie vom Arber (1458 *m*), vom Lusen (1370 *m*), vom Plöckenstein (1378 *m*), von den Racheln (1452 *m*) ist beschränkt durch die annähernd gleichhohen waldigen Rücken, die sich in der Ferne zu einer einförmigen, fast endlosen Wellenfläche zusammenschließen. Es ist förmlich ein Zufall, wenn an den seltenen klaren Tagen, in dem stumpfen Winkel zweier sich kulissenartig verschneidenden Gipfelkonturen in blauer Ferne ein Stück des niedrigeren innerböhmischen Berglandes oder der Donauebene mit dem Alpensaume hindurchblickt, da ja der äußerste Horizont fast immer sich im Nebel verliert. „Der Wald ist in sich selbst verschlossen, sagt Gümbel, er läßt nicht aus der Ferne in sich hineinblicken und schaut nur wenig aus sich heraus." Nur in den Vorbergen, wo sich die Kuppen etwas mehr lösen, gewinnt man hie und da einen

freieren und anmutigeren Ausblick, wie z. B. vom Aussichtsturme des Schöninger (1084 *m*) im Granulitgebiete des Plansker Waldes bei Krummau. Von hier schweift der Blick frei nordwärts über die tief eingefurchten Mäander der Moldau zur Teichplatte des Budweiser Beckens und weithin über das böhmisch-mährische Hochland. Im Süden gestaltet die tiefe Einsenkung des Passes von St. Thomas bei Aigen noch einen Durchblick auf die blauen Umrisse der Alpenkette.

Die außerordentliche Dauer des Zerstörungsprozesses bringt es mit sich, daß die Berge ringsum überkleidet sind mit Trümmern und Zersetzungsprodukten und daß frisch anstehender Fels nur recht selten angetroffen wird. Nur auf den allerhöchsten Gipfeln, wo das rauhe Klima den dichten Waldbestand auflockert und nur mehr vereinzelte, wipfeldürre Fichten mit hängenden Zweigen über die Rasenflächen verstreut sind, entfernt der selten rastende Wind alle Zersetzungsprodukte und legt vereinzelte Riffe anstehenden Felsens bloß, aber auch diese sind von Blockwerk umgeben. Am Arber sind es Riffe und mächtige Blöcke von schön gefälteltem, glimmerreichem Gneis, welche die sanft gewölbte Gipfelfläche unterbrechen. Am Kamme der Osserkette bildet der leicht abbröckelnde Glimmerschiefer wildzerrissene Felsformen. Besonders charakteristische Gipfelformen bietet aber der Granit mit seiner Neigung, als Rest der Zersetzung ein Haufwerk von gerundeten Blöcken zurückzulassen. Der Feldspat verfällt zuerst der Zersetzung; das Gefüge des unregelmäßig grobkörnigen Gesteins wird dadurch gelockert und es verwandelt sich weiterhin in groben Grus, in welchem jedoch noch immer die Spaltungsstücke der großen Orthoklase vorwiegen, da bei diesen großen Bestandteilen des Gesteins die längste Zeit beansprucht wird bis zum gänzlichen Zerfall. Im weiteren Verlaufe werden alle löslichen Bestandteile weggeführt und es bleibt nur die eisenhaltige Tonerde mit spärlichen Quarztrümmern in Form des gelblichen oder rötlichgelben Zersetzungslehmes zurück. Die erste Auflockerung des Gesteins folgt zunächst der Klüftung und verursacht den Zerfall des Granites in große polygonale Trümmer mit abgerundeten Kanten und Ecken. Der regelmäßig gebankte Plöckensteingranit bildet zuerst die eigentümlichen Felsformen, welche an übereinander geschichtete Matratzen erinnern und die am großartigsten zur Entwicklung gelangt sind in den Felsgruppen am Gipfel des Dreisesselberges und an mehreren Punkten des Kammes gegen den Plöckenstein. Sie machen den Übergang der Gipfelformen in ein Haufwerk mächtiger, loser Blöcke leicht verständlich. Die Felsklippen der Gipfel stürzen zuletzt in sich zusammen und es entstehen die Haufwerke kyklopisch übereinander geschichteter und durcheinander geworfener sackförmiger Blöcke, wie am Gipfel des Plöckenstein, unweit der dreifachen Grenze von Bayern, Böhmen und Oberösterreich. Ein ähnlicher gewaltiger Steinhaufen, aus einem zerfallenen Felsgipfel entstanden, bildet die Spitze des Lusen. Zerstreute Blöcke und wahre Steinfelder sind allenthalben bezeichnend für die Granitgebiete und dehnen sich über den ganzen Kamm des Plöckensteingebirges bis über die Paßhöhe von St. Thomas, welche die Ruine Wittinghausen trägt (Fig. 14).

Im Gehänge der Berge wird der Verwitterungslehm im uralten tiefgründigen Waldboden festgehalten. Unter einem dichten Kleide von Fichten und Tannen, selten vermischt mit Laubholz, welches die runden Berge völlig oder bis nahe an die Gipfel überzieht, sind dem Blicke von außen die Spuren des Gebirgszerfalles in den Gehängen verborgen, denn die Anhäufungen der Blöcke erreichen in der Regel nicht die gewaltige Stammhöhe und manche versteckte Felsenburg wird man erst aus geringer Entfernung zwischen den dichten Stämmen wahrnehmen. Nur selten wird ein kleinerer Wasserfall oder eine steinige Schlucht unter der ausgleichenden Verhüllung aufgefunden.

Fig. 14. Granitlandschaft bei der Ruine Wittinghausen im St. Thomasgebirge.

So hüllt sich das Urgebirge in seinen eigenen Schutt und die zerstörenden Kräfte von Frost, Wind und Wasser, welche in den jungen Alpen frisch an der Arbeit sind, scheinen an dem alten Klotze fast erlahmen zu wollen.

Die ruhige Linienführung der Bergformen, die düstere Einförmigkeit der Waldbedeckung mit den überwachsenen Felsblöcken, die im tiefen Moder ungezählter Waldgenerationen zu versinken scheinen und die Stille dieser Wälder, denen plätschernde Wässer und der Gesang der Vögel fast gänzlich fehlen, verleihen den Bergen des Böhmerwaldes eine gewisse feierlich ernste Wildheit. Hier auf den ältesten Gesteinen haben sich in Mitteleuropa auch die ältesten Urwälder erhalten; im XVIII. Jahrhundert war noch der größte Teil des Böhmerwaldes reine Waldwildnis und im Jahre 1856 ist hier der letzte Bär erlegt worden. Jetzt wird wohl die regelrechte Forst-

kultur überall betrieben, wenn auch noch in vielen Teilen entlegenen Waldgebietes die an Ort und Stelle verfaulenden Stämme, die keine Axt gefällt hat, nicht das Bild eines gepflegten Forstes zeigen. Ein Stück alten Urwaldes wird auf dem fürstlich Schwarzenbergischen Revier im Luckenwalde am Kubany im ursprünglichen Zustande geschont.

Beim Anblick einzelner der höchsten Gipfel, wie des Plöckenstein, des Rachel-, Mittags- und des Lakaberges, des Arber und der Seewand im Osserzuge, sieht man von entsprechenden Standpunkten im einförmig ansteigenden Waldgehänge als fernen grauen Fleck eine steile Felswand abbrechen und begiebt man sich an Ort und Stelle, so gewahrt man in allen Fällen, möge der Berg aus Granit oder aus Gneis oder aus Glimmerschiefer bestehen, stets ein gleichartiges Bild. Eine große lehnstuhlartige Nische eingeschnitten in den Bergabhang; die Rückwand bildet der staffelförmig absinkende steile Fels, den vorderen Rand aber ein Wall von Gesteinsblöcken, der oft eine stille dunkle Wasserfläche abdämmt. Manchmal, wie z. B. beim Plöckenstein, ist noch zur Seite der Felswand wildes und gewaltiges Blockwerk bergsturzartig aufgetürmt, aber von dichtem Moosboden und urwaldartigem Baumwuchs überwuchert. Alle diese eigenartigen Böhmerwaldseen liegen in annähernd gleicher Meereshöhe (zwischen 925 und 1095 *m*), stets überragt von den höchsten Gipfeln. Die Wände sind weniger steil als das Auge zu schätzen geneigt wäre; die Gesamtneigung der in Absätzen niedersinkenden Felsen überschreitet kaum 35° und sie überragen mit ihrer obersten Kante die Wasserfläche um einen Betrag von 235 bis 411 *m*. Mit Ausnahme des Rachelsees, der gegen Südost blickt, sind die Nischen stets im Nord- oder Ostgehänge der Berge gelegen. Diese gleichartige Erscheinung läßt auf eine gemeinschaftliche Entstehungsursache schließen und wie die meisten Seen Mitteleuropas sind auch die Seen des Böhmerwaldes entstanden durch eine Unterbrechung des Talbildungsprozesses infolge der Klimaschwankungen der Eiszeit. PAUL WAGNER,[1] dessen Spezialstudien die obigen Ziffern entnommen sind, denkt sich den Bildungsvorgang ungefähr folgendermaßen:

Das Höhenband, in welchem jetzt die Seekaare liegen, ist während der Eiszeit eine Zwischenregion zwischen der oberen Grenze geschlossenen Waldwuchses und der unteren Grenze des ewigen Firns gewesen. Hier arbeiteten die Wässer der Schneeschmelzen am wirksamsten an der Zerstörung der Oberfläche und hier wurden rasch enge Klammen in den Fels geschnitten. Die Grenze gegen den Waldboden, in welchem das Wasser langsamer arbeitete, erzeugte eine Gefällsknickung: die Schluchten mußten nach rückwärts arbeiten und es mußte ein Stück ebenen Talbodens oberhalb der Waldgrenze entstehen. Wenn sich mehrere starke Bäche vereinigten, entstanden kesselartige Weitungen, in denen sich in größerer Menge der Schnee ansammeln konnte; wo er in der engen Tiefe geschützt war vor Sonnen-

[1] D. PAUL WAGNER, Die Seen des Böhmerwaldes. Wissenschaftl. Veröffentlichungen d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, Bd. IV, 1899.

bestrahlung, besonders bei nördlicher und nordöstlicher Lage und im Schatten des in Mitteleuropa vorherrschenden Südwestwindes. Es wird bloß von der Mächtigkeit einer solchen Ablagerung abhängen, ob man sie als Firnlappen oder als kleinere Gletscher zu bezeichnen hat. Die Wände des Trichters sind nun stärkerer Verwitterung ausgesetzt als die Umgebung, da sie sich nicht in ihren eigenen Schutt vergraben können. Der Schutt in der Tiefe fängt die herabfallenden Gesteinstrümmer auf und läßt sie an des Kessels Ende abgleiten, wo sie sich moränenartig auftürmen. Vielleicht trägt auch die ausschleifende Kraft des sich vorschiebenden Eises zur Ausweitung und Rundung des Beckens bei, welches nun mit Hilfe des quer liegenden Walles von Blöcken und Trümmern das Wasser aufsammelt und zu dem von einem stolzen Felsentheater umkränzten See aufstaut.

Schon zeigen die meisten Seen in den versumpften Flächen unterhalb der Felswand den Beginn der Austrocknung durch zugeführten Schutt und durch Sinken des Wasserspiegels, indem der Seebach in die vorgelegte Schwelle immer tiefer einschneidet. Man erkennt leicht, daß die im geologischen Sinne nur vorübergehenden Gebilde der Seen in nicht allzuferner Zeit wieder aus dem Landschaftsbilde verschwunden wären, wenn nicht der Mensch den Vorgang unterbrochen und durch Anlage von Dämmen und Schleußen ein beliebiges Aufstauen des Wassers oder auch ein völliges Trockenlegen des Seebodens ermöglicht hätte.

Über die dumpfe Stille dieser entlegenen Waldwinkel haben die Schilderungen Adalbert Stifters einen zaubervollen Schimmer gebreitet. Fast wäre man versucht zu glauben, das Wesen dieses Dichters, seine gelassene Ergebung und seine Abneigung gegen die große Welt und jede gewaltsame Tat, wären hervorgegangen aus der Eigenart seiner Heimat, welche viel mehr zu innerlicher Betrachtung als zu Taten einladet. Im Gegensatz zu den Alpenländern scheinen hier die zerstörenden Naturgewalten zu rasten, während tausendfaltiger Pflanzenwuchs ihr Werk mit einförmiger, friedlicher Decke zu verhüllen bestrebt ist.

Wir begeben uns nun in die Täler; älterer Schutt hat hier die Gehänge abgeflacht und läßt nur hin und wieder die enge Cañonform aufkommen, welche im Plateaulande, wo die Höhen nur wenig Schutt liefern, herrschend wird.

Im ganzen sind die Talformen des Gebirges recht mannigfaltig. Die Quellflüsse des Regen z. B. beginnen in der breiten Einsenkung von Eisenstein und in dem groß angelegten Tale zwischen der Osser- und der Arberkette; schmäler und mehr schluchtartig wird das Tal des großen Regen zwischen dem Arber und dem Falkenstein, aber auch hier werden die Ufer noch zumeist von Schutt und Blockwerk und seltener von Fels gebildet; erst unterhalb Zwiesel wird das Tal enge und cañonartig. Wild, unzugänglich, schluchtartig und mit Granitblöcken erfüllt sind die Quellflüsse der Wottawa, welche als schwarzbraunes Moorwasser in den Filzen des Plateaus von Mader entspringt; sanfter, breiter und bewohnter die der Wolinka. Der Wechsel der

Fig. 15. Böhmerwaldlandschaft. Tal von Eisenstein, im Hintergrunde die Osserkette.

Szenerie dieser Flüsse, welche sich zwischen waldigen Hügeln hindurchwinden, an manchem mit alten Burgresten geziertem Felsvorsprung vorbei, verleiht der Landschaft den lieblichen Reiz dieses Böhmerwaldvorgebirges. Im allgemeinen sind auf bayrischer Seite die Täler flacher und breiter. Entwaldung und Ackerbau sind weiter vorgeschritten als in Böhmen.

Eine besonders auffallende Erscheinung ist das geradlinige und breite Längstal der Moldau von ihrem Ursprunge bis Hohenfurth. Auch die Quellflüßchen der Moldau kommen aus felsigen Querschluchten im Granit. Nach Südost umbiegend aber treten sie in ein sanftes Wald- und Wiesental, das sich nach dem Einflusse der kleinen Moldau bei Ferchenhaid in ein breites Talbecken verwandelt. Über flache Moor- und Wiesengründe schlängelt sich der Fluß nach beiden Seiten ungehindert ausbiegend, bis zur Verengerung des Talbeckens unterhalb Friedberg. Schon wiederholt ist der Gedanke ausgesprochen worden, daß das ganze lange Moldautal von Ober-Moldau bei Eleonorenhain bis Friedberg den Boden eines Sees darstelle, der bei Friedberg abgestaut worden sei, und wiederholt ist von technischer Seite der Vorschlag angeregt worden, den Abstau an der Teufelsmauer zu erneuern und so die flußabwärts liegenden Städte, besonders Krumau und Budweis, gegen Hochwassergefahr zu sichern. Da aber bisher keine Sedimente dieses Sees noch sonstige deutlichere Merkmale an seinen problematischen Uferlinien aufgefunden wurden, ist seine ehemalige Existenz sehr fraglich.

Sobald die Moldau unterhalb Friedberg in den Granit eintritt, stellen sich wieder die massenhaften Blöcke dieses Gesteins ein, welche auch schon die Gehänge am Oberlaufe des Flusses bei Ferchenhaid und Schattawa begleiten. Hier in der Talverengerung bei Kienberg ist der Fluß streckenweise förmlich verrammelt und ist genötigt, stromschnellenartig seine braunen Wässer zwischen den mächtigen Anhäufungen weißer, sackförmiger Blöcke schäumend hindurchzudrängen (Fig. 16). Beide Talseiten sind weithin übersät mit Granitblöcken, die in einzelnen Fällen, wie z. B. nächst der Cellulosefabrik von Kienberg am Flußufer zu förmlichen Wällen aufgetürmt sind. Zur eigentlichen Schlucht wird das Tal erst bei Teufelsmauer vor Hohenfurth, einer Granitsteilwand, welche ebenfalls wildes Blockgewirre in den Fluß gesendet hat. Unterhalb Hohenfurth beginnt wieder der Glimmerschiefer und sofort ist das Wasser des Flusses glatt und klar (Fig. 17); hier werden die Baumstämme, der Schatz des Böhmerwaldes, wieder zu Flößen zusammengebunden, die oberhalb Kienberg aus dem Wasser gezogen und über den Felsvorsprung der Teufelsmauer auf der Achse befördert werden mußten; denn so lange die Moldau durch den Granit läuft, kann sie kein Schwemmholz vorwärts bringen.

Von kleineren Spuren der Eiszeit im Böhmerwalde war bereits oben die Rede; aber die Vorstellung von Gletschern, welche das breite Moldautal ausgeweitet hätten, ist in den Bereich der Phantasie zu verweisen.[1])

---

[1]) F. Bayberger. Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Ergänzungsheft zu Petermanns Mitt. Nr. 81, 1886 und Penck, Böhm und Rodler, Bericht

Von Hohenfurth abwärts schlingt sich die Moldau durch ein vielfach gewundenes wahres Engtal, an beiden Seiten begleitet von allmählich niedriger werdendem Hügelland vorbei an den alten Burgen Rosenberg und Krumau zur Budweiser Ebene.

Das Plateauland.

Als eine wellige Hochfläche dehnt sich der nördliche und größere Teil des Urgebirges von der Schiefergrenze zwischen Böhmisch-Brod und Klattau bis zum Ostrande. Die Wasserscheide, welche beiläufig der böhmisch-mährischen Landesgrenze folgt, trennt die zur March und zur Donau abdachenden

Fig. 16. Granitblöcke in der Moldau bei Kienberg zwischen Friedberg und Hohenfurth.

Landesteile von dem Moldaugebiete; jenseits der Niederung von Aigen setzt sich die Wasserscheide des Böhmerwaldes fort und bald wird sie neuerlich tief herabgedrückt (685 *m*) im Kerschbaumer Paß. Als eine geradlinige Fortsetzung der Moldaulinie war diese Einsenkung von altersher besonders geeignet eine Verkehrsstraße zur Donau zu bilden und sie war von großer Bedeutung für den Transport des oberösterreichischen Salzes nach dem salzlosen Böhmen. Ostwärts gegen Niederösterreich weitet sich das Granitgebirge zu einem kuppenreichen Hochlande, immer noch die bedeutende Höhe von 1000 *m* festhaltend und stellenweise überragend, und breitere Höhenzüge, wie z. B. den Peilstein (1060 *m*), südwärts bis nahe an die

---

über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1887, S. 68.

Donau entsendend. Waldbedeckt ist auch zum großen Teile das österreichische Granitplateau.

Erst nordwärts und ostwärts von dieser mehr geschlossenen Aufragung, vom Nebelstein (1015 *m*) gegen Weitra an der Laisnitz, dem Quellflusse der Luschnitz, und in den Höhen am Oberen Kamp bei Rapottenstein gegen Zwettl senkt sich das Land zu dem Plateaulande, das von hier bis weit nach Mähren einen ziemlich gleichartigen Charakter bewahrt.

Die nun nordwärts verlaufende Wasserscheide wird breit und flachwellig und sinkt auf eine durchschnittliche Höhe von 600 *m* herab, doch sind ihr auch häufig, namentlich im Norden, im sogenannten Saarer Gebirges

Fig. 17. Moldautal im Glimmerschiefer unterhalb Rosenberg.

sanft ansteigende Bodenwellen von etwa 800 *m* Höhe aufgesetzt. Auch das Plateauland wird an vielen Punkten durch 100 oder 200 *m* über die Umgebung emporragende Höhenzüge belebt und im niederösterreichischen, im mährischen sowie auch auf der böhmischen Seite des Hochlandes wird man sich stets leicht einen weiten Überblick verschaffen können über das flachwellige Land, in der Regel über weithin zerstreute Kirchtürme und weiße Mauerwände entfernter Ortschaften oder Meierhöfe, dazwischen Ackerland, auf dem Kartoffeln oder Korn gebaut werden, und über allzu regelmäßig umgrenzte dunkle Flecken von Waldbestand. Lange Baumreihen bezeichnen die Straßen, welche gezwungen sind, die engen Täler zu vermeiden und nach verschiedenen Richtungen ganz beträchtlich auf- und niedersteigend die Ortschaften und Höfe miteinander verbinden.

So bietet der Anblick des Plateaus von irgend einer Anhöhe wenig Reiz. Um so angenehmer wird man überrascht, wenn man in die engen felsigen Täler niedersteigt. Im Gegensatze zu den höheren Teilen des Urgebirges, wo die Berge bewaldet, die Talböden aber mit Feld und Wiesen bestellt sind, hat sich hier ein großer Teil des Waldbestandes auf die Talgehänge zurückgezogen; nur schmal sind die ebenen Talböden, auf denen der Fluß von einer Seite zur andern pendelt oder, sich knapp an die steilsten Felsen drängend, nicht einmal Raum läßt für einen schmalen Fußpfad, so daß die wildesten Partien, z. B. an der Iglawa, an der Oslawa und an der Sazawa wenig zugänglich sind (Fig. 18).

Die Täler sind Erosionsfurchen einfachster Art. Die Quellbäche entspringen zumeist in den sumpfigen Wiesenböden flacher Mulden, in denen der Verwitterungslehm des Urgesteines zusammengeschwemmt ist. Im Gebiete der Wasserscheide und in einem großen Teile des mährischen Hochlandes in der Umgebung von Saar, Neustadtl und Groß-Meseritsch wird das Wasser dieser flachen Mulden durch Dämme gestaut. Teils mitten im Ackerlande, teils von stillem Nadelwald umsäumt oder den Mittelpunkt eines Dorfes bildend, dessen schüttere Häuserreihe die Wasserfläche umgibt, trifft man dort diese Teiche in solcher Zahl und Größe, daß sie zum Typus der Landschaft gerechnet werden müssen.

Die Form der Täler wird bestimmt durch das geringe und des hohen Alters wegen recht gleichmäßige Gefälle, durch die verhältnismäßig geringen Niederschläge und durch die Härte der Gesteine, welche steile Wände gestatten, deren spärlichen Gesteinsschutt der Fluß zum größten Teile zu entfernen vermag.

Breiter angelegt und in den Gehängen mehr gegliedert als andere Täler ist das Tal der Schwarzawa; blickt man z. B. von dem Gehänge östlich von Nedwieditz auf die Glimmerschieferberge und auf das Seitental, aus welchem die hochragende Burg Pernstein hervorblickt, so erhält man den Eindruck, als ob man ein waldiges Hügelland von etwa 300 *m* Höhe und nicht den Abfall einer Hochfläche von Ackerland vor sich habe. Den schönsten Typus der cañonartigen Schluchten bilden die Täler der Oslawa, besonders in den Strecken kurz vor ihrem Austritte in das Rotliegende. Einer der schönsten Spaziergänge im ganzen Westmährischen Urgebirge führt durch das gewundene Oslawatal im Namiester Tiergarten, wo prächtige Laubbäume den Blick auf die kulissenartig über das stille Wasser vorspringenden Granulitfelsen beleben. Nur die höchst unvollständige Wegsamkeit der tieferen Talstrecken der Oslawa und der Iglawa mag die Ursache sein, daß ihre Landschaften weit weniger bekannt sind als jene der Thaya. Da und dort liegen verfallene Mauerreste mittelalterlicher Burgen tief im Waldwuchse verborgen auf irgend einem Felszacken, der um 100 oder 150 *m* die Talsohle überragt.

Doch auch das Tal der Thaya ist reich an malerischen Punkten und viele alte Schlösser und Ruinen schmücken die Gehänge. Ein schmale

Felsvorsprung, den ein enger Bug des Flusses umschließt, bot der kleinen Stadt Drosendorf in Niederösterreich günstige Gelegenheit zu starker Be-

Fig. 18. Das Sazawatal bei Luk südwestlich von Eule; Urtonschiefer mit Porphyrgängen. Blick auf das Plateau mit seiner scharfen Kante gegen den bewaldeten und felsigen Abhang des Erosionstales.

festigung, so daß sie im stande war König Ottokars Heer im Jahre 1278 eine Zeitlang aufzuhalten und so eine entscheidende Rolle zu spielen in dem für Rudolf von Habsburg siegreichen Feldzuge. Flußabwärts folgen die oft

erwähnten Burgen von Vöttau, Frain, Hardegg u. a., bis das Tal in einer plötzlichen Ausweitung bei Znaim den Hauptstock des Urgebirges verläßt.

Fast noch einförmiger und weniger gegliedert als die mährischen Gebiete ist der gegen Böhmen von der Wasserscheide kaum merklich absinkende Landesteil. Nur wenige richtunglos zerstreute, unauffällige Erhebungen überragen die durchschnittliche Höhe von 450—500 *m*. Es liegt wohl im Gesteinscharakter begründet, daß das mittelböhmische Granitgebiet, wenn auch nicht in allen Strecken, so doch im allgemeinen eine unruhigere Oberfläche besitzt; flach rundliche Kuppen sind zahllos aneinandergereiht und in Höhengruppen, wie z. B. bei Jistebnitz, erhebt sich der Granit bis über 650 *m*. Die Schieferinseln treten zwischen Granitkuppen als zusammenhängende Rücken auch orographisch hervor. Was über die östlichen Täler gesagt wurde, gilt auch für die Täler des Moldaugebietes und für das Tal der Moldau selbst, soweit sich die Flüsse im Urgebirge bewegen.

So werden die Gehängefelsen des Moldautales unterhalb des Austrittes aus der Ebene häufig abgelöst von ganz flachen, fast ebenen Talseiten, dort, wo noch tertiäre Lappen den Fluß begleiten, insbesondere an der Mündung der Luschnitz bei Moldauthein. Mit bald waldigen, bald felsigen Ufern in mannigfacher Abwechslung, meist in stillem Tale, mit einsamen Mühlen und Weilern, nur seltener durch größere Ortschaften belebt, durchquert der Fluß in vielen Windungen den mittelböhmischen Granitstock. Aber im großen ganzen ist der Talboden breiter und der Verkehr entlang des Wassers weniger gehindert als im Mittellaufe der mährischen Flüsse. Schroffe Felspartien befinden sich unterhalb der Ruinen Klingenberg und Worlik, aber eng und wild wird auch das Moldautal erst kurz bevor es das Urgebirge zwischen Trzebenitz und Stjechowitz erreicht. Die Dampfschiffahrt nach Prag beginnt erst am letzgenannten Orte gleich unterhalb der Grenze zwischen Granit und Schiefer.

Wenig unterhalb Stjechowitz vereinigt sich die Moldau mit der Sazawa, welche bereits im Granitgebiete nur durch einen schmalen Felsvorsprung von jener getrennt und sich durch eine ganz ähnliche felsige Schlucht mit guten Aufschlüssen der Gesteinsgrenzen ihren Weg gebahnt hatte. Dieses typische Bild der Urgebirgstäler wiederholt in der vollkommensten Weise die Furche der Sazawa in ihrer ganzen, langen Erstreckung, an der steile, felsige mit alten Burgen gezierte Abhänge und flache, waldige Ufer, einsame Talstrecken und Reihen von Ortschaften mehrmals einander ablösen.

Die Form der Oberfläche wird vom Gesteinscharakter nur in den Einzelheiten bestimmt. Im ganzen nehmen die verschiedenen Gesteine die verschiedensten Höhenlagen ein. Die chemische Zerstörung der Gesteine erweist sich im Plateaulande viel wirksamer als die mechanische. Die klüftigen Gneise und Granulite zerfallen in der Regel nach ihrer Klüftungs- und Schieferungsfläche in kleinplattiges und schiefriges Trümmerwerk; die Auslaugung durch kohlensäurehaltige Tagwässer entfernt Kalk und Alkalien,

lockert das Gestein zu Grus, der immer feinkörniger wird und die gelbe Farbe der eisenhaltigen Tonerde annimmt; zuletzt bleibt der reine Verwitterungslehm auf den Plateauhöhen zurück, den, abgesehen von örtlichen tief eingerissenen Regenschluchten, keine allgemeine Abtragung entfernt. Auf höheren Kuppen tritt freilich das anstehende Gestein häufig zu Tage, bildet gelegentlich auch größere Blockhalden oder ist bereits in seichten Feldwegen bloßgelegt; ausgedehntere und zusammenhängende Aufschlüsse bieten aber zumeist nur die Flußtäler dar. Der verhüllende Lehm der ebenen Landstrecken und der sanfteren Gehänge wird auch zu 10 oder mehr Meter mächtig, wo er in den flachen Mulden oder an wenig geneigten Talböschungen in einer konkaven Krümmung durch das Regenwasser zusammengeschwemmt wurde; an solchen Stellen sind meistens die Ziegelbrennereien anzutreffen.

Scharf trennen sich die Granitregionen von den Gneisgebieten durch die Blockbildungen, welche wir für dieses Gestein bezeichnend bereits im Böhmerwald kennen gelernt haben. Sowohl im Hauptstocke als auch im mittelböhmischen und im Trebitscher Gebiete sind die massigen, sackförmig ausgewitterten Blöcke über Feld und Wald verstreut, oft übereinander getürmte Gruppen oder Wackelsteine bildend, die den Eindruck einer künstlichen Aufeinanderschichtung hervorrufen. Viele dieser Gesteine zeigen mancherlei Höhlungen und Vertiefungen an der Oberfläche und sind deshalb für Opfersteine gehalten worden; es kann aber kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Vertiefungen nur hervorgerufen wurden durch die auflockernde Wirkung des Regenwassers.

Die zahlreichen Blöcke sind für den Feldbau ein lästiges Hindernis; man schafft die kleineren Blöcke an die Feldraine oder man türmt sie über die einzelnen oder gruppenweise beisammen liegenden größten Blöcke, so daß viele Granitgegenden gekennzeichnet sind durch mächtige zwischen dem Ackerlande verstreute Block- und Steinanhäufungen. In manchen Gegenden trägt die Verwertung der Blöcke als Steinbruchmaterial einiges dazu bei, den Feldbau von dieser Last zu befreien.

Von den wilden Schluchten, welche an manchen Stellen der klüftige Serpentin bildet, war bereits oben die Rede.

Die tertiären Ebenen.

Außer von örtlichen Zerstörungsprodukten wird das Plateaugebiet auf weite Strecken bedeckt von dem Detritus, der zur Tertiär- oder Diluvialzeit von höheren Gebirgsteilen herabgeschwemmt wurde. In den Vertiefungen eines vormiocänen Reliefs haben sich die Bildungen der Budweiser und der Wittingauer Ebene abgesetzt. Die Budweiser Ebene ist scharf gesondert vom umliegenden Hügellande und namentlich im Westen und im Südwesten bilden der Plansker Wald und die Höhen bei Netolitz einen deutlichen Saum um die flachen Teiche und Moorgebiete. Einzelne Ausläufer,

Reste einer ehemals größeren zusammenhängenden Ausdehnung der Süßwasserbildung, entsendet das Budweiser Becken in das Gebiet der Wottawa über Wodnian gegen Strakonitz und Horaždiowitz und nordwärts die Moldau entlang bis über Moldauthein hinaus. Dort stellt sich eine Verbindung her zwischen den Budweiser und Wittingauer Weitungen und läßt vermuten, daß der größte Teil des südlichen Böhmens einstens von einem einzigen ausgedehnten See überdeckt war. Die größere Wittingauer Ebene hebt sich weniger scharf ab vom umgebenden Urgebirge, welches als flaches Plateauland im gleichen Niveau bleibt; im Süden bis Gmünd in Niederösterreich, in den nördlichsten Ausläufern bis in die Nähe von Tabor reichend, wird sie in den mittleren Teilen von mehreren flachen Granitinseln unterbrochen. Grüne Wiesen und freundlicher Baumwuchs an den Rändern sehr großer, seenartiger Teiche, dann ausgedehnte Moorflächen sind die kennzeichnenden Merkmale der freundlichen Landschaft um Wittingau.

Die Schichtserie ist mächtiger und vollständiger entwickelt in der Umgebung von Budweis, wo in einer Brunnenbohrung von 114 *m* Tiefe das Grundgebirge noch nicht erreicht wurde.[1]) Die tiefsten Lagen bestehen aus Sanden und bunten, grauen, weißen oder roten Tonen; die weißen Tone sind häufig plastisch und feuerfest und werden an einzelnen Stellen zur Fabrikation von Töpferwaren verwendet und im Zusammenhange mit den roten Tonen finden sich hie und da ebenfalls abbauwürdige Toneisensteine. Spärliche Blattabdrücke (u. a. Sequoia Sternbergi Heer) haben das miocäne Alter dieser Ablagerungen dargetan. Das nächste Schichtglied fehlt im Wittingauer Gebiete und ist auch im Budweiser Becken vorwiegend nur am West- und Südrande anzutreffen. Es sind Sande, wechsellagernd mit schmäleren Tonbänken, technisch wichtig durch die unregelmäßigen und schmalen Flötzchen von Lignit.

Ihr Hangendes bildet grobe Quarz- und Urgebirgsschotter. Solche Schotter sind auch außerhalb der Ebenen am südlichen Urgebirge sehr verbreitet, zuerst im Vorlande des Böhmerwaldes, wo sie Seifengold geliefert haben, ferner im Gebiete der Wasserscheide von Neuhaus westwärts und auf dem mährischen Plateau in den Gegenden zwischen Trebitsch, Mährisch-Kromau und Mährisch-Budwitz.

Auf den kleinen Plateauhöhen, knapp oberhalb der Budweiser Ebene, in der Umgebung von Wodnian, Netolitz bis Prabsch im Süden nahe dem Moldautale, ferner an einigen Stellen bei Neuhaus und in den Strecken südlich der Iglawa finden sich den Geröllen beigemengt eigentümliche grüne Glaskörper, die sogenannten Moldavite. Sie können unmöglich den Gesteinen des Urgebirges entstammen und mancherlei Umstände zwingen zu der Annahme, daß sie als Meteoriten herabgestürzt sind und in die Alluvien der damaligen Flüsse eingebettet, bis heute aufbewahrt wurden.

---

[1]) J. N. Woldřich. Beitrag zur Kenntnis des permischen und tertiären Beckens von Budweis. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch., Prag 1893, Nr. IV.

Ein kleiner Lappen jungtertiärer Süßwasserbildungen in Verbindung mit Schotterlagen befindet sich noch auf dem südlichen Abhange gegen die Donau und zwar in der buchtartigen Ausweitung bei Freistadt, über welche die Kerschbaumer Straße führt.

Echter Löß hat auf den Höhen des Urgebirges kaum irgend wo beträchtliche Verbreitung; wo mächtigere Lehmablagerungen an den Gehängen auftreten, sind sie fast stets örtliche Anhäufungen. Erst am Ostrande, wo das Terrain unter 300 *m* Meereshöhe herabsinkt, erscheint die steilwandige, hellgefärbte subäolische Bildung, welche dann weiter östlich im Gebiete der Rotliegenden und der Brünner Eruptivmasse sowie über dem Miocän stellenweise zu ganz außerordentlicher Mächtigkeit anschwillt.

Die Donaufurche.

Eine Landschaft für sich bildet am Südrande des Urgebirges die Furche der Donau. Von Südwesten her tritt der Strom dem Abbruch der fränkischen Juraplatte folgend bei Regensburg an den Rand der Masse und wird hier gegen Südost abgelenkt, bewegt sich aber, bald knapp an das Urgebirge herantretend, bald im weiten Bogen sich entfernend, noch immer frei in der Ebene. Erst bei Pleinting oberhalb Vilshofen wird er zwischen den flachen Ufern vom Urgebirge, das noch von Tertiär überdeckt ist, gefangen. Der Fluß folgte offenbar in seiner ursprünglichen Anlage bereits einer breiten Vertiefung in den jüngeren Gesteinen, die von den umliegenden Höhen und im Neuenburger Walde auch jetzt nur teilweise entfernt sind. Der diluviale Schutt der Alpenflüsse hat ihn an das Urgebirge herangedrängt. Erst von Passau abwärts, wo der Inn die Wassermenge verdoppelt, sägt sich die Donau mit gesteigerter Erosionskraft ein wahres Engtal, mit einfachem, trogförmigem Querschnitte. Aus einer Höhe von 80—100 *m* fallen die beiderseitigen Gehänge ebenflächig zu den einförmigen und stillen Flußufern nieder; nur hie und da springt eine alte Burg oder ein Kloster auf schroffem Felsen vor und selten wird das einförmige Grün durch eine Ortschaft belebt. Hie und da blickt Fels- und Blockwerk durch den schütteren Waldwuchs. Die steilen Furchen, welche an den Gehängen niederziehen, sind zu seicht, um eine Gliederung in die Landschaft zu bringen. Manchmal tritt die Bankung des Granites von fern deutlich aus dem Felshang und wiederholt sich in gleicher Weise auf dem gegenüberliegenden Ufer. Ein anmutiger Seitenblick, wie ihn z. B. das Tal der großen Mühl eröffnet, gehört zu den Seltenheiten.

So wiederholt das Donautal zwischen Passau und Aschach die hervorstechendsten Merkmale der Täler des südlichen Urgebirges. Von den Höhen des Sauwaldes kommend gewahrt man das Tal, erst wenn man unmittelbar an der Kante des Abhanges steht. Der Erosion des Hauptstromes vermochten die kürzeren Nebenflüsse nicht zu folgen, sie erleiden deshalb in ihrer unteren Hälfte einen Gefällsbruch und stürzen durch steilere Schluchten zum Hauptstrome hinab. Nur die längeren Nebenflüsse, wie die Große Mühl,

konnten mit der Donau gleichen Schritt halten und breitere Täler mit gleichmäßigem Gefälle ausweiten. Die südöstliche Richtung des Haupttales setzt sich jenseits der Biegung von Schlägen in dem von Südost kommenden kleineren Adlersbache und dann in dem in seinem Unterlaufe plötzlich nach Südosten umbiegenden Aschachbache fort, so daß eine Furche entsteht, welche den Lauf der Donau zwischen Schlägen und Aschach geradlinig abzukürzen scheint. Es ist zweifelhaft, ob man es hier mit einem ehemaligen Donautale zu tun hat.

Größere Berechtigung scheint die Ansicht von H. Graber zu besitzen, nach welcher die Furche der breiten Nebenflüsse ihre Entstehung der Gesteinsstruktur verdankt. Die Gneise dieser Gegenden werden, wie bereits erwähnt, von ihm als geflaserte Granite und als Quetschzonen innerhalb der Granite aufgefaßt und haben nicht nur den Lauf der Donau, sondern auch die Richtung der Nebenflüsse beeinflußt. Häufig macht sich dabei die Richtung der Böhmerwaldkämme geltend, wie z. B. im oberen Mühltale und hier in den Einsenkungen des Adlerbaches und des unteren Aschachtales, welche durch den Fadinger Sattel verbunden werden.[1])

Nicht weit unterhalb Aschach bezeichnet die unvermittelt in die Ebene vorspringende Granitkuppe mit dem Schlosse Ottensheim den Eintritt der Donau in eine ganz gleiche, jedoch viel kürzere Furche. Die Nähe der Landeshauptstadt Linz, an der Pforte zur gesegneten Ebene der Traun-Ennsmündung, wirkt belebend auf diese Talenge.

In der Ebene von Ardagger umfaßt das zerteilte Strombett eine Breite von 4 *km*; bei Grein ist es wieder von den Granitfelsen auf $^1/_2$ *km* zusammengedrängt. Eine Reihe von Stromschnellen gestaltete in früherer Zeit die Schiffahrt an dieser Strecke äußerst gefährlich. Schäumend zwängte sich der Strom zuerst durch den „Greinerschwall“, etwa eine halbe Stunde unterhalb lag der „Strudel“, wo sich das Wasser über eine Anzahl im Wasser verstreuter, durch fortwährenden Anprall gerundeter Klippen, sogenannter „Kugeln“ oder „Gehäkelt“, stürzend den Weg bahnen mußte und unmittelbar daran schloß sich der „Wirbel“; dort wurde er durch einen mächtigen, quer vorspringenden Inselfels, den Hausstein, und einer gegenüberliegenden Landspitze zu heftigen kreisenden Bewegungen gezwungen. Schon im XVIII. Jahrhundert begann man mit den Versuchen, die Riffe aus dem Strom zu entfernen und dem Wasser eine glattere Bahn zu verschaffen, aber es währte mehr als hundert Jahre bis die Bezähmung des Stromes gelungen war. Während der Regulierungsarbeiten der späteren Jahre wurden über dem Wasserspiegel des gegenwärtigen Stromes mehrere Riesenkessel bloßgelegt, in jedem ein rundgewalzter Stein; sie zeigen in welcher Weise der Strom, erst örtliche Höhlungen ausbohrend, sein Bett vertieft hat.

---

[1]) L. Wassner. Das Donautal Pleinting—Passau—Aschach. Passau 1900. S. 1—31. — Graber. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermanns geogr. Mitt. Gotha. 1902. Heft IV.

Das Donautal erweitert sich wieder, wo gegenüber der Feste Persenbeug die Ybbs ein breites Delta vorschiebt und die Erlaf bei der alten Stadt Pöchlarn in breiter Niederung die südlichen Gneishügel durchbricht. Mit seinem linken Strande knapp an den Steilabfall des Urgebirges bei Maria-Taferl angelehnt, läßt er zur Rechten einen breiten Alluvialstreifen frei, der ihn trennt von den allersüdlichsten Kuppen der böhmischen Masse und dem Hirsberge bei St. Leonhardt.

Die prächtige Fassade des Stiftes Melk auf schroffem Gneisfelsen bezeichnet weithin sichtbar den Eingang der Donau in das Wachautal. Wieder stellen sich beiderseitige, grüne, gleichmäßige Abhänge ein, hier freilich etwas breiter und etwas mehr gegliedert und höher aufragend als in den oberen Abschnitten. Es ist die anmutigste und bekannteste aller Donaustrecken, geschmückt durch manche freundliche Ortschaft, manche wilde Ruine, unter diesen besonders zu nennen der Aggstein und Dürnstein, auf einer höheren Gneisbank gelegen, die aus dem Gehänge vorspringt. Einstmals die wichtigste Verkehrstraße gegen Osten, durch welche der Dichter des Nibelungenliedes die Burgunden zum Hofe des Königs Etzel wandern ließ über Pöchlarn (Bechelaren) und Melk (Medelikhe) nach Mautern (Mutaren), liegt die enge Wachau, wenn auch die bevölkertste Donaustrecke innerhalb des Urgebirges, heute doch abseits vom Hauptverkehre, welcher der breiten Niederung bei St. Pölten zwischen den Alpen und der böhmischen Masse folgt.

Obwohl miocäne Sande, Schotter und Tegel auf den verschiedenen Seitenlehnen der Berggruppe gegen 400 *m* Meereshöhe hinaufsteigen, wie oberhalb Mauer und Ursprung am Südgehänge und im Nordosten bei Furth, kann doch nicht angenommen werden, daß die ganze Höhe des Dunkelsteinerwaldes (622 *m*) von Sedimenten überdeckt war. Es mußten auch zur Tertiärzeit hier einige Urgebirgskuppen hervorgeragt haben, hinter denen sich später der Fluß seinen Weg suchte. Dabei ist es besonders auffallend, daß gerade die höchsten Erhebungen im Norden, nahe dem Donautale gelegen sind (bei Arnsdorf 712 *m*), so daß es scheint, wie wenn die Furche in den oberen Teil einer vom Waldviertel her gegen St. Pölten ziemlich gleichmäßig abfallenden Fläche eingeschnitten wäre. Bei Emmersdorf und Melk stehen beiderseits der Donau verschiedene Gesteine an; vielleicht hat hier eine Dislokation richtend auf den Flußlauf gewirkt. Gegenüber von Krems, auf den Gehängen bei Furth und Tiefenfucha, sowie bei Thallern an der Donau wird bereits seit langer Zeit Braunkohle abgebaut. Das Flötz fällt 15—20° nordöstlich gegen die Donau. Unter den Alluvien der Donau gegen Etzdorf hat man das Flötz durch Bohrung aufgesucht und hiebei 222 *m* Tegel durchstoßen. Die Donau fließt demnach hier auf Tertiär und an ihrer Austrittsstelle aus dem Urgebirge bei Krems mußte bereits zur Tertiärzeit eine tiefe Bucht bestanden haben.

IV. Abschnitt.

Vorcambrische und altpaläozoische Sedimente im Innern der Masse.

Einleitung. — Vorcambrische Gebiete im Westen. — Cambrium von Skrej und Tejrzowitz. — Przibram. — Jinetz. — Quarzite und Schiefer des Untersilur. — Prag und Umgebung. — Das mittlere Kalkgebiet. — Alte Sedimente im Eisengebirge. — Übersicht.

Einleitung.

An die wellige Granithochfläche des mittleren Böhmens schließt sich im Nordwesten, ohne daß die Grenze durch eine besondere Terrainstufe gekennzeichnet wäre, das reicher gegliederte Gebiet ältester Sedimente, welches sich von Prag südwestwärts, allmählich übergehend in kristallinische Schiefergesteine und mit Einlagerungen von Gneisen bis an den Fuß des nördlichen Böhmerwaldes bis an den böhmischen Pfahl und in der Einsenkung von Furth und Eschelkamm bis über die Landesgrenze erstreckt. Dem allgemeinen Streichen der Gesteine gemäß sind nordöstlich streichende Bergzüge aneinandergereiht, die nur wenig über die allgemeine Erhebung des Landes emporragen und in den höchsten Rücken im Brdywalde und im Trzemschimgebirge bei Przibram in einzelnen Gipfeln über 900 *m* ansteigen. In der Nähe der Landeshauptstadt tauchen sie allmählich hinab unter die in zerrissenen und lappigen Umrissen übergreifende Kreidedecke und die nordöstlichen Ausläufer der alten Schiefer erscheinen noch unter den Alluvien der Elbe bei Brandeis und Elbekosteletz. Im Südwesten von Prag und bei Beraun werden die Schieferzüge unterbrochen von einer teils ebenen, teils hügeligen und von tiefen Tälern durchfurchten Kalkhochfläche. Im Westen sowohl bei Pilsen und bei Manjetin, wie im Norden bei Rakonitz und bei Neustraß erzeugen die flachgelagerten Schichten des oberen Carbon und des Perm größere ebene und einförmige Sandflächen. Im Nordwesten bei Plan, Weseritz, Neumarkt und Chiesch lagern sich Urtonschiefer, das sind die tieferen Glieder der in diesem Kapitel besprochenen Schichtreihe, anscheinend konkordant auf die im Sinne des Erzgebirges nordöstlich streichenden Glimmerschiefer des Hochlandes von Tepl.

Schon seit dem XVIII. Jahrhundert haben die altpaläozoischen Bildungen der Umgebung von Prag infolge ihres enormen Fossilreichtums die Aufmerksamkeit der Forscher in weit höherem Grade auf sich gelenkt, als die übrigen böhmischen Gebirge.

Zippe[1]) versuchte zuerst eine Einteilung dieses „Übergangsgebirges“ und unterschied die Tonschiefer und Grauwackenschiefer vom Quarzfels und vom Übergangskalkstein. Murchison[2]) erkannte gelegentlich einer Reise nach

[1]) F. Zippe. Übersicht der Gebirgsformationen in Böhmen. Prag 1831.

[2]) Murchison. Über die silurischen Gesteine Böhmens nebst einigen Bemerkungen über die devonischen Gebilde in Mähren. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1848, S. 1.

Prag um 1844 die Gleichstellung mit dem englischen Silursystem. Aber vor allem ist die Erforschung der paläozoischen Schichten Mittelböhmens unzertrennlich verknüpft mit dem Namen JOACHIM BARRANDE. Dieser Gelehrte hatte bald nach der Verbannung der französischen Königsfamilie (1831), mit der er als Erzieher in innigem Verhältnisse stand, seinen Wohnsitz in Prag genommen und sich die Erforschung der paläozoischen Schichten Mittelböhmens zur Lebensaufgabe gemacht, an welcher er mit größter Ausdauer und Zähigkeit bis zu seinem Lebensende festhielt. Ihm verdankt die Wissenschaft die Beschreibungen und Abbildungen von Tausenden von paläozoischen Fossilien, trotzdem er den ganzen Formenreichtum noch lange nicht erschöpft hat, und ferner das stratigraphische System,[1] welches, trotzdem sich Auffassungen über das Alter der einzelnen Schichtstufen stark verschoben haben, doch auch den verschiedenen neueren Einteilungsversuchen unverkennbar zu Grunde liegt.

BARRANDE erkannte den im großen konzentrischen Bau der Ablagerungen, bei welchem die ältesten Schichtenglieder an den Rändern zu liegen kommen und gegen innen in immer engerem Bogen immer jüngere Schichtglieder folgen bis zu den Kalken zwischen Beraun, Budnian und Prag und den Schiefern bei Hostin und Hlubotschep, welche als jüngstes Glied den Kern der konzentrischen Mulde bilden sollten. In einem abgeschlossenen Becken oder in einer Bucht, einem „Bassin", das sich von Auval bis Klattau erstreckte, sollten sich die Schichten mit ihrer gegenwärtigen Neigung gegen innen in regelmäßiger Aufeinanderfolge abgesetzt haben. Der ganze Komplex von den Phylliten am Granitrande bis zu den Schiefern bei Hostin wurde von BARRANDE zum Silur gerechnet und in neun Stufen, benannt mit den Buchstaben *A—H*, eingeteilt.

Mit *A* und *B* bezeichnete BARRANDE die azoischen Schichten; er stellte sie dem englischen Cambrium gleich, und zwar sollten zu *A* die metamorphen Schichten, die Amphibolite, chloritische Schiefer im Westen und zu *B* die unveränderten Sedimente, wie die sogenannte Przibramer Grauwacke und die benachbarten azoischen Schiefer zu rechnen sein.

Die höheren, fossilführenden Stufen wurden von BARRANDE in drei Abteilungen nach ihren Faunen untergebracht, und zwar die Sandsteine und Schiefer *C* und *D* als erste und zweite Fauna zum Untersilur und die großenteils kalkigen Stufen *E—G* mit den Schiefern der Stufe *H* als dritte Fauna zum Obersilur gestellt. Die Mehrzahl der Stufen wurde noch in zwei oder mehrere durch Ziffern bezeichnete Unterabteilungen gebracht. Begreiflicherweise hat sich die Zahl der unterschiedenen Zonen in späterer Zeit noch vermehrt und wird vielleicht auch in Zukunft in dem Maße, als die Forschung in die Einzelheiten eingeht, noch anwachsen.

[1]) J. BARRANDE. Notice préliminaire sur le Système silurien et les trilobites de Bohême, Leipsic 1846. Système silurien du centre de la Bohême. Bd. I erschien 1852, weitere 21 Bände bis BARRANDES Tod, 1882. Nach einer testamentarischen Verfügung BARRANDES werden weitere Bände von einer Kommission herausgegeben; auch J. C. CORDA und Io. HAWLE. Prodrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten. Prag 1847, S. 8.

Seit dieser ersten Darstellung hat sich sowohl die stratigraphische als auch die tektonische Auffassung dieses paläozoischen Gebirges im hohen Grade verändert, freilich ohne daß BARRANDE sich bewogen gefühlt hätte, die seinige in irgend einer Hinsicht abzuändern. Die azoischen Schiefer gelten nun für vorcambrisch oder nach der amerikanischen Bezeichnung für algonkisch; da sie von den tiefsten fossilführenden Schichtkomplexen durch eine Diskordanz getrennt sind. Die Stufe *C* BARRANDES und vielleicht noch die allertiefsten Lagen der *D*-Stufe sind die Stellvertreter des Cambrium anderer Gebiete. Anderseits wurde die Zugehörigkeit der obersten Kalke von *F* und *G* und der Schiefer von *H* zum unteren und mittleren Devon erwiesen,[1]) so daß für das Silur nur mehr große Massen der Sandsteine, Schiefer und Quarzite von *D* und die Graptolithen, Schiefer und Knollenkalke von *E* übrigbleiben, und zwar gehören die Gesteine der Stufe *D* zum Untersilur, die der Stufe *E* zum Obersilur.

Seitdem die silurischen Sandsteine mit Fossilien auch in Ostböhmen im Eisengebirge aufgefunden wurden, seit der Entdeckung der Graptolithen und anderen silurischen Fossilien in der Lausitz, zwischen Kamenz und Görlitz, im Vogtlande, in Thüringen und in noch ferneren deutschen Gebirgen können die böhmischen Bildungen nicht mehr als Absätze eines geschlossenen Beckens betrachtet werden; sie sind vielmehr die durch besondere tektonische Vorgänge der Abtragung entgangenen Reste einstmals weit verbreiteter Sedimente.

Die Aufnahmen der geologischen Reichsanstalt und insbesondere KREJČIS sorgfältige Studien haben gezeigt, daß die Lagerung der Schichten durchaus nicht so regelmäßig ist, wie sie BARRANDE aus der Anordnung im großen erschließen wollte. Das ganze Gebiet alter Sedimente Mittelböhmens stellt sich vielmehr dar als ein durch nordoststreichende Brüche zertrümmertes und abgesunkenes Stück eines gefalteten Gebirges. Wenn sich auch nach verschiedenen Anzeichen vermuten läßt, daß sich das tektonische Gesamtbild in mancher Hinsicht später noch verwickelter gestalten wird, als es in KREJČIS zusammenfassenden Darstellungen hervortritt, so haben diese doch gewiß das Wesen der Sache getroffen und so wird sich auch jetzt noch eine kurze Schilderung des Aufbaues der paläozoischen Gebiete Mittelböhmens in erster Linie an KREJČIS Darstellung anlehnen müssen.[2])

Vorcambrische Gebiete im Westen.

Weitaus der größte Teil der alten Sedimente zwischen dem böhmischen Pfahl bei Taus und Tachau und dem Elbegebiete bei Brandeis — mehr als

[1]) Aus der ungemein reichen Literatur über diesen Gegenstand erwähne ich nur E. KAYSER: Vortrag am 27. September 1877 in der Allgemeinen Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 216 und E. KAYSER und E. HOLZAPFEL. Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen *F*, *G*, *H* BARRANDES zum rheinischen Devon. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 479.

[2]) J. KREJČI und K. FEISTMANTEL. Topographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen. Archiv für naturwissenschaftl. Landesdurchforschung. Bd. V, 5. Abteil., Prag 1885.

vier Fünftel des großen Gebietes — hat bisher noch keine bestimmbaren tierischen Reste geliefert, wenn auch nach verschiedenen Anzeichen mit Sicherheit auf organisches Leben zur Zeit der Bildung dieser Gesteine geschlossen werden kann. Als ältestes und tiefstes Glied der ganzen Serie umgürten sie ringsum das langgestreckte paläozoische Gebiet zwischen Pilsenetz an der Uslava und Brandeis an der Elbe, teils die jüngeren Schichten unterteufend und teils von langen, nordöstlichen Dislokationen begrenzt. Obwohl einförmig im Verhältnis zur Ausdehnung, enthält das Gebiet sowohl sehr weitgehende Abänderungen in der Hauptschiefermasse als auch mancherlei örtliche Einlagerungen. Innerhalb des Komplexes, der den vollkommenen Übergang von den kristallinischen Schiefern zu rein klastischen Gesteinen umfaßt, ist es nicht gelungen, im großen eine sichere Gliederung, weder in tektonischer noch in stratigraphischer Hinsicht durchzuführen und zwischen Barrandes Etagen *A* und *B* konnten die verschiedenen Autoren keine allgemein gültige Begrenzungslinie festsetzen.

Nähert man sich von Nordwesten durch die Gneise und Glimmerschiefer des bewaldeten Tepler Hochlandes dem Gebiete der Urtonschiefer, so bemerkt man keinerlei Kennzeichen der Abgrenzung beider Gebiete in der allmählich abdachenden Landschaft.

Dem Glimmerschieferzuge folgen vollkommen konkordant, den gleichen Bogen beschreibend, und ohne scharfe petrographische Begrenzung die glimmerigen Phyllite. In der Gegend des Miestales bei Taus südlich von Plan und westlich von Tschernoschin schwenken die Phyllite aus der südwestlichen in die südliche Richtung, d. i. aus der Richtung des Erzgebirges in die des nördlichen Böhmerwaldes und lehnen sich knapp und scharf begrenzt an den langen Granitstock von Plan und Haid, welcher den böhmischen Pfahl östlich begleitet.

In dem schmalen Streifen zwischen Granit und Pfahl bei Tachau befindet man sich noch ganz im hochkristallinischen Gebiete, in schuppigen Gneisen, Amphiboliten, Serpentinen und kristallinischen Kalken, begleitet von Lagergraniten und pegmatitischen Gängen. Amphibolite sehr mannigfacher Art, teils schiefrig, oft glimmerführend, oft massiger diorit- oder syenitartig, ziehen entlang des Pfahles, nur selten westwärts übergreifend in den Gneis des Böhmerwaldes und über das Ende des Pfahles hinaus bis an den hohen Bogen in Bayern; hier vollzieht sich eine neuerliche Änderung im Streichen in die Südostrichtung des eigentlichen Böhmerwaldes bis zur Grenze gegen die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges (s. oben S. 40). Die breite Niederung von Furth und Eschelkamm zwischen dem Glimmerschiefer des Osser und dem Gneis des Tscherkovberges, welche den südlichen vom nördlichen Böhmerwalde trennt, wird von diesen mannigfachen Hornblendegesteinen eingenommen. Sie sind wahrscheinlich ebenso wie die Amphibolite des Tepler Gebirges als große basische Eruptivmasse aufzufassen. Größere Partien und auch schmälere Züge von schuppigem Zweiglimmergneis, oft übergehend in Glimmerschiefer, sind den Amphiboliten

eingelagert westlich von Taus und Bischofteinitz und bei Hortau; diese Gesteine sowie auch die Amphibolite selbst gehen ostfallend allmählich über in die hangenden Phyllite von Taus, Bischofteinitz und Stankau.

Ein Bogen von Phylliten von Furth über Taus, dann bei Tschernoschin umbiegend gegen Weseritz bis Chiesch und Lubenz, mit 40—70° einwärts fallenden Schichtflächen, scheint so den äußeren Saum der großen Einsenkung zu bilden. Im einzelnen aber sind die Lagerungsverhältnisse durchaus nicht so einfach aufzufassen; bis zur nächsten inneren Zone jüngerer Gesteine wechseln die Phyllite noch mehrmals die Fallrichtung und manche örtliche Beobachtung läßt auf versteckte Dislokationen schließen.

Vom Abfall des Tepler Hochlandes an braucht sich das Streichen nur wenig zu verändern, um in die im ganzen mittelböhmischen Paläozoikum herrschende Nordostrichtung überzugehen, mehrere flache Mulden folgen dieser Hauptstreichungsrichtung. In den Umgebungen von Pilsen und Dobrzan herrscht nordwestliches, bei Kladrau und Mies hingegen wieder südöstliches Einfallen. Eine Inkonformität zwischen kristallinischen Phylliten und mehr klastischen Urtonschiefern (Barrandes *B*) verzeichnet Lidl[1]) in der Gegend von Mies; erstere fallen nach Südost, letztere östlich anschließend mit gleichem Streichen gegen Nordwest. Ähnliche Dislokationen werden bei genauerem Studium gewiß noch in größerer Zahl im Phyllitgebiete gefunden werden.

Noch verwickelter scheinen die Lagerungsverhältnisse in der Südwestecke des Phyllitgebietes zu sein. Vom Hauptgebiete der Hornblendeschiefer in der Senkung bei Eschelkamm zweigt über Neugedein ein Arm ab und zieht als deutliche Hügelreihe über die Hochfläche der Urtonschiefer über Merklin zur Radbusa bei Staab, wo er unter dem Carbon der Pilsner Ebene verschwindet. Zwischen Dobrzan und Rupau streichen die Phyllite nordsüdlich parallel dem Amphibolitzuge und fallen gegen Ost, so daß letzterer als eine fast quer auf das allgemeine Streichen verlaufende Aufwölbung innerhalb der Phyllite erscheint. Eine weitere Mulde entsteht in dem Ausläufer der Phyllite zwischen dem Amphibolit bei Chudenitz und dem Granit von Klattau, ihre Achse ist beiläufig bei Polin gelegen.

Längs der Grenze des mittelböhmischen Granitstockes herrscht, wie bereits oben bemerkt wurde (S. 54), wechselndes Einfallen, zumeist aber fallen die Schiefer gegen die Granitmasse. Während von Dobrzan und Rupau ostwärts das Streichen aus der Nordsüdrichtung wieder in die nordöstliche umgelenkt hat und sich bei Przestitz und Blowitz einige normale Sättel und Mulden einstellen, erfahren die Schichten bei Mjeczin und Zinkau neuerdings eine plötzliche Ablenkung gegen Nord. Die Störung hält an bis zum Granitvorsprung bei Rosmital und tritt besonders deutlich zu Tage in den nördlich streichenden Zügen cambrischer Conglomerate des Trzemschin- und des Strzerbinagebirges.

---

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 591.

Im Westen und Norden wird das vorcambrische Gebiet von mehreren Granitstöcken durchbrochen, die zwar auf den Schichtenbau nur örtlichen Einfluß auszuüben scheinen, aber durch ihre kuppenförmigen Bergformen mit den gewöhnlichen Blockanhäufungen einige Abwechslung in die Landschaft bringen. Auffallenderweise bildet aber gerade der bedeutendste der Stöcke, die langgezogene Granitpartie, welche sich von Neustadtl und Haid über Kuttenplan bis in die Gegend von Marienbad ausdehnt, eine ziemlich flache Senke zwischen umliegenden Höhen, die nach Hochstetter mit ihren vielen zerstreuten Teichen an die tertiären Becken von Budweis und Wittingau erinnert. Das Gegenteil ist der Fall in der weithin sichtbaren Kuppenlandschaft der Siebenberge südwestlich von Kladrau und bei dem kleineren Granitstocke, der sich südlich von Chodenschloß unmittelbar an den böhmischen Pfahl anlehnt. Im ganzen sind die Stöcke aus denselben Gesteinstypen und Abarten zusammengesetzt, welche im südlichen Urgebirge herrschend sind.

Eine bedeutendere Granitpartie zieht weiter im Osten von Staab an der Radbusa über Merklin bis in die Gegend von Kolautschen, entlang dem Rücken von Hornblendeschiefer; im Norden wird sie von Phyllit rings umschlossen und zum großen Teil überdeckt von Steinkohlenbildungen. Die Gesteine sind hier dieselben wie im östlichsten größeren Granitstocke.

Eines der größten Granitgebiete durchbricht die äußere Zone des vorcambrischen Gebietes noch im Norden. Er wird zum größten Teile verhüllt von den Carbon- und Permbildungen bei Rakonitz, Jechnitz und Lubenz. Vielleicht ist die nördliche Ablenkung des Streichens der Phyllite und der benachbarten Glimmerschiefer bei Chiesch und Luditz, die besonders deutlich ist in den Dachschieferbrüchen bei Rabenstein an der Strela, bedingt durch die Nähe des ausgedehnten Stockes von porphyrartigem Granit.

Es mag hier noch erwähnt sein, daß die Granitaufbrüche nicht auf das vorcambrische Gebiet beschränkt bleiben; einzelne Spuren finden sich noch innerhalb der Quarzite des Untersilur nordwestlich von Rokytzan.

Wenn man gegen die Mitte des azoischen Gebietes fortschreitet, verwandeln sich die glimmerigen Phyllite des Randes allmählich und unter wiederholten Wechsellagerungen der Abarten in matte, seidenglänzende Urtonschiefer von grauer, grünlicher oder gelber Farbe; später treten dazu schwarze Schiefer mit Graphit oder sonstigen kohligen Substanzen. Sandsteine und Conglomerate, ja selbst Kalksteinbänke bilden vereinzelte Einlagerungen in den höheren Horizonten. Vor allem aber sind die Kieselschiefer oder Lydite, ferner die kiesreichen Vitriol- oder Alaunschiefer sehr bezeichnende Einlagerungen für das eigentliche Urtonschiefergebiet.

Während sich ältere Autoren über die Schwierigkeit beklagen eine scharfe Grenze zu ziehen zwischen den kristallinischen Phylliten der Stufe *A* und den Schiefern der Stufe *B*, trennt F. Posepny in der Gegend von Przibram die präcambrischen Schiefer von den archäischen Phylliten nach

dem Vorkommen der Kieselschiefer und Conglomerate in den ersteren, welche den tieferen Stufen vollkommen fehlen.

Werden auf der einen Seite durchgreifende Übergänge von den kristallinischen zu den klastischen Gesteinen angegeben, so hat anderseits Sandberger in dem Materiale, welches die vorcambrischen Conglomerate und Sandsteine der Umgebung von Przibram zusammensetzt, die Amphibolite und Gneise des südlichen Urgebirges von Tabor und im Böhmerwalde aufgefunden. Granit soll darin nicht vorkommen, was nach den Angaben der Kontaktwirkung des Granites nicht anders vorauszusetzen ist (s. oben S. 54).[1]

In den mächtigen höheren Partien des Komplexes wird durch zahlreiche organische Spuren gleichsam das reiche Leben der höheren Stufen vorbereitet. Kalksteine treten im Schiefergebiete nur spärlich an verschiedenen Punkten als wenige mächtige Bänke auf. Die oolitischen Kalke der schwarzen Schiefer bei Przibram wurden mehrmals auf erkennbare Fossilreste untersucht, jedoch ohne Erfolg. Aus dem Reichtum der schwarzen Schiefer von Przibram an Graphit und Anthrazit, besonders aber aus ihrem Gehalt an bituminösen Substanzen, organischen Säuren, an Stickstoff- und Phosphorverbindungen und an sulfidischen Erzen, schloß F. Sandberger auf reichliche Anhäufung nackthäutiger Tiere oder Algen; an letztere wäre besonders zu denken mit Rücksicht auf die algenreiche Fucoïdensandsteine, welche in Schweden und im Ostseegebiete die tiefsten Lagen des Cambrium unter der eigentlichen Primordialfauna vertreten.

Die Kieselschiefer anderer Gebiete und höherer Horizonte sind häufig durch den Nachweis von Radiolarien und Diatomeen als organogen erkannt worden. Für die mittelböhmischen Vorkommnisse sind solche Nachweise bisher noch spärlich und unsicher geblieben, doch ist derselbe Ursprung auch für sie sehr wahrscheinlich. Sie sind über das ganze vorcambrische Gebiet von der Elbegegend bis weit gegen Westen und bis in die Gegend von Klattau verbreitet und machen sich in der Landschaft auffallend bemerkbar. Die dunkeln oder buntgefärbten, dichten und sehr harten Gesteine widerstehen in weit höherem Maße der Abtragung als die Schiefer, denen sie als lange, schmale Linsen da und dort in wechselnder Mächtigkeit eingelagert sind; als schroffe und zackige Felsen und Kämme ragen sie über das freie Feld, unfruchtbare, steinige Klippen bildend, oder man trifft sie plötzlich und unvermutet als steile Wände aus ebenem Waldboden ruinenartig aufsteigend. Erklettert man so einen Felsen, der über das umgebende Nadelholz hervorragt, so gewahrt man oft die in gerade Reihen geordneten Zacken, welche in wechselnder Entfernung über die Wipfel blicken, ein Bild, welches an die geradlinigen Klippenzüge der Quarzgänge des Urgebirges erinnert. Hier folgen die Züge stets dem Hauptstreichen der Schiefer. Die auffallendsten Kieselschieferklippen finden sich in den süd-

[1] F. v. Sandberger. Über die ältesten Ablagerungen im südöstlichsten Teile des böhmischen Silurbeckens und deren Verhältnis zu dem anstoßenden Granit. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissenschaften 1887, S. 433.

westlichen Gebieten, östlich von Pilsen bis gegen Klattau und in den Gegenden Przestitz, Blowitz und Brenporzitschen bis an den Granit bei Žimkau; oft genannt wird der Felsen bei Pilsenetz, welcher die Ruine Radina trägt.

Dunkle Schiefer mit sehr hohem Kiesgehalte, dessen Entstehung man im allgemeinen auf die Reduktion von Schwefelsalzen des Meeres durch faulende organische Massen zurückführt, sind sehr verbreitet in der weiteren Umgebung von Pilsen aufwärts bis Mies und abwärts bis Zwikowetz an der Beraun, an den Nebenflüssen und nordwärts im Gebiete der Strehla bis nahe an die Steinkohlenbildungen von Manjetin. Diese sogenannten Alaun- oder Vitriolschiefer werden an sehr vielen Punkten, manchmal in Bänken von selbst 50 *m* Mächtigkeit, abgebaut. Die chemische Industrie, welche die Produkte erzeugt, nach denen die Schiefer ihren Namen haben, ist gegenwärtig freilich bereits im Abnehmen begriffen. Ein bedeutenderer Abbau wird gegenwärtig noch zu Weißgrün nördlich von Radnitz betrieben.

So wie die silurischen Gebiete sind auch die azoischen Schiefer fast allenthalben von mannigfachen Grünsteingängen, stellenweise auch von Dioritstöcken, durchbrochen.

Als Erzvorkommen verdienen die Gänge der barytführenden Bleierzformation von Mies erwähnt zu werden. Sie streichen in den felsigen Gehängen des Miestales frei aus und wurden zuerst von hier aus und dann aus tieferen Schächten schon seit dem XII. Jahrhundert abgebaut. Auf der Fahrt von Pilsen nach Eger gewinnt man vom Waggonfenster einen überraschenden Blick auf die Bergstadt mit ihren mittelalterlichen Türmen und Befestigungen, auf das mehr als 100 *m* tiefe Tal und auf die Halden in der Tiefe. Der Bleibergbau von Mies besaß in der Vergangenheit keine auffallende Blütezeit, zählt aber heute noch zu den bedeutenderen Bergwerksunternehmen von Böhmen.[1] Die Gänge von reiner Zinkblende, welche im Granit bei Merklin südlich von Pilsen im XIX. Jahrhundert erst entdeckt und durch längere Zeit abgebaut worden sind, werden mit den Gängen von Mies in tektonischen Zusammenhang gebracht. Sie stehen wie diese mit ihrem nordwestlichen Streichen fast senkrecht auf dem Streichen der Phyllite und verwandeln sich bei ihrem Austritte in die azoischen Schiefer in Bleiglanzgänge.[2]

Cambrium von Skrej und Tejrzowitz.

Der breite Nordwestflügel des Gebietes vorcambrischer Schiefer wird zwischen der alten Burg Pürglitz und Rokytzan durchbrochen von einem Porphyrstocke von etwa 30 *km* Länge und etwa 4 *km* durchschnittlicher Breite. Seine Längserstreckung folgt beiläufig der im mittelböhmischen Paläozoikum herrschenden tektonischen Hauptrichtung. Es ist dieselbe Richtung, in der die zahlreichen Porphyrgänge und gestreckten Stöcke

[1] F. Posepny. Der Bergbaudistrikt von Mies in Böhmen. Herausgeg. v. O. Graf. Wien, 1874.

[2] R. Beck. Lehre von den Erzlagerstätten, Berlin 1901, S. 274.

zwischen Stjechowitz und Königsaal das Moldautal verqueren und welche auch die vielen schmäleren Porphyrgänge und Adern an der Moldau abwärts von Prag bis gegen Kralup beherrscht. Der Hauptstock löst sich nordostwärts in zerstreute Partien auf und entsendet seine Ausläufer bis Zilina am Rande der Steinkohlenbildungen von Kladno. In seinem südlichen Teile wird er von einzelnen Lappen der Barrandeschen Stufe *D* stellenweise überdeckt, unter welcher er dann fast gänzlich verschwindet; nur einzelne Aufbrüche sind über die Gegenden von Mauth und Rokitzan bis gegen Pilsenetz verstreut. Diese vervollständigen die Porphyrvorkommnisse zu einem in unbestimmter Weise Nordost-Südwest gerichteten Zuge von Zilina bis Pilsenetz. Ein zweiter, freilich viel ärmlicherer und noch unbestimmter Zug, derselben Hauptrichtung angehörig, scheint mit den kleinen und kaum in der Bodengestaltung bemerkbaren Porphyrinseln bei Petrowitz und Groß-Aujezd südwestlich von Rakonitz zu beginnen und sich über Kralowitz, abermals bis zum Rande der Steinkohlenbildungen bei Plass an der Strehla fortzusetzen. Vielleicht kann die Reihe von Porphyrkuppen bei Elhotten, Solislau, Ullitz und Pleschitz als die äußerste Fortsetzung dieses Zuges im Westen der Pilsener Steinkohlenbildungen gelten.

Sehr verschiedenartige Gesteine wurden in der früheren Zeit als Porphyre in den einzelnen Stöcken ausgeschieden und auch im Pürglitzer Hauptstocke ist die Mannigfaltigkeit in struktureller und chemischer Hinsicht sehr bedeutend; das war schon aus den älteren Untersuchungen von Bořicky[1]) zu ersehen. Das gilt besonders von den früher als „Diabase“ und später als „Aphanite“ bezeichneten Gesteinen, welche den Nordwestrand des Porphyrzuges begleiten; Bořicky bezeichnete sie später als Diabasaphanite und Diabasporphyrite. Rosiwal konnte nach den Aufsammlungen von J. Jahn unter diesen Gesteinen sowohl verschiedene hypidiomorphkörnige als auch hypokristalline Ergußgesteine, vor allem aber einen recht beträchtlichen Anteil an Melaphyren nachweisen.[2])

Was das Alter des Pürglitzer Stockes betrifft, sei nur erwähnt, daß bereits Feistmantel das häufige Vorkommen von Einschlüßen azoischer Schiefer und Kieselschiefer im Porphyr hervorhob;[3]) Bořicky hat diese Beobachtungen später bestätigt und erblickt eine Kontaktwirkung der Porphyre in der massigen Struktur und in der weißen Aderung der azoischen Schiefer an der Straße von Pürglitz nach Neustadtl. Beim Dorfe Chotjetin zwischen Radnitz und Zbirov wird sogar die Kontaktwirkung auf die Silurschichten durch eine porphyrische Ader beschrieben. Dagegen sollen nach Bořicky die Diabasaphanite und Porphyrite älter sein als die Hauptmasse des Porphyrstockes.

[1]) E. Bořicky, Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens (beendet von J. Klvaňa). Archiv für Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. IV, Nr. 4, 1882.

[2]) A. Rosiwal, Vorlage und petrographische Charakteristik einiger Eruptivgesteine aus dem Tejrzowitzer Cambrium. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 446.

[3]) K. Feistmantel, Die Porphyre im Silurgebiete von Mittelböhmen. Abh. d. kön. böhm. Gesellschaft d. Wissensch. V. Folge Bd. X. 1859.

Wo die Beraun, der Hauptfluß des alten Sedimentgebietes, an den Porphyrzug von Pürglitz herankommt, liegen die berühmten Fossilfundpunkte von Skrej und Tejrzowitz. Zur Rechten des Flusses erheben sich rasch die waldigen Porphyrberge, von manchem steilen Tal durchrissen, das manchmal in klammartig enger Schlucht (bei Podmockel) die hellfarbigen und senkrecht klüftigen Porphyrfelsen bloßlegt. Die Kammhöhe aber bis zum welligen Abfall der azoischen Schiefer gegen das Littawatal bei Zditz und Beraun bildet wenig geneigtes flaches Waldland, in dem man in der Regel den Porphyr nur in den rostigen Gesteinssplitterchen des von den Wagengeleisen aufgefahrenen Waldbodens erkennen wird.

Das Dörfchen Skrej liegt am rechten Flußufer. Auf der andern Talseite, etwa eine Stunde abwärts, jenseits einer Krümmung des Flusses liegt das Dörfchen Tejrzowitz, gegenüber der Ruine Tejrzow, welche eine Porphyrkuppe am Eingange des romantischen Auporžertales überragt. Sehr auffallend in der Terraingestaltung tritt eine fast ebene Abstufung des hügeligen Gehänges zwischen den beiden Dörfern oberhalb beider Flußufer hervor; die Quarz- und Urgebirgsschotter, welche diese Abstufungen überdecken, bekunden sie als ehemaligen höher gelegenen Talboden. Etwa 60 *m* fällt von hier an das Gehänge steil zur gegenwärtigen schmalen Talsohle, in welcher der Fluß von einer Steilwand zur andern wandelnd die dunkeln mattglänzenden Paradoxidesschiefer benagt. Aus den trefflichen Aufschlüssen der steilen Talwände, aus den tiefen Einrissen der Seitentäler, namentlich des Karaseker Baches gegenüber von Skrej, und aus den zahlreichen Aufrissen an den Wegen sowie aus vielen künstlichen Aufbrüchen, die zum Zwecke der Gewinnung von Fossilien gemacht worden sind, setzen sich die sehr vollkommenen Profile zusammen, welche oft von Geologen besucht und in neuerer Zeit von Professor J. Jahn einem genauen Studium unterzogen worden sind.[1]

Das allgemeine Einfallen des cambrischen Schichtkomplexes ist gegen Südost gerichtet, im einzelnen wenig gestört, so daß das Profil sich recht einfach verfolgen läßt. Das Liegende im Nordwesten, im Oberlaufe des Karaseker Baches, sind azoische Schiefer mit Kieselschiefereinlagerungen; im Berauntale oberhalb Skrej erscheinen auch vorcambrische Grauwackensandsteine und Grauwackenschiefer mit basischen Eruptivgängen als Liegendes. Darüber folgt in diskordanter Auflagerung das untere Cambrium, als welches ein fossilleeres lichtes homomiktes Quarzconglomerat mit stellenweisen Lyditeinlagerungen unterschieden wird; hieher gehören nach Jahn auch noch Bänke von quarzitischem Sandstein und Quarzconglomerate, wechsellagernd mit weicheren Sandsteinen und lettigen, fossilführenden Bändern vom Miletschberge bei Tejrzowitz; sie enthalten als bezeichnende Formen *Orthis perposta* Pomp. und eine der *Orthis Romingeri* verwandte Form (Orthis Kuthani Pomp.) und neben anderen Trilobiten Ellipsocephalus vetustus

[1] J. J. Jahn. Über die geologischen Verhältnisse des Cambrium von Tejrzowitz und Skrej in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 641.

Pomp. einen Verwandten des jüngeren Ellipsocephalus Germari.[1]) Es sind dies die ältesten bisher in Böhmen bekannt gewordenen Tierformen; die kleine Fauna dieser Stufe ist sehr wohl unterschieden von der folgenden Paradoxidesstufe und rechtfertigt die schon früher auf bloß petrographische Gründe von Feistmantel vorgeschlagene Abtrennung einer Stufe c_1 von der den Parodoxidesschiefern entsprechenden Stufe c_2.

Dem Mittelcambrium gehören bereits die groben, polymikten Conglomerate an, welche der Hauptsache nach aus Trümmern von Kieselschiefer Grauwackensandsein, Quarz und felsitischer Grundmasse bestehen; schon in den liegenden Bänken wechsellagern die Conglomerate mit dunkeln, harten und feinkörnig-plattigen Tonschiefern, welche in den mittleren Teilen der Stufe mächtig anschwellen und die wohlerhaltene, interessante Primordialfauna Barrandes enthalten, in welcher die Gattung Paradoxides in verschiedenen Typen reichlich vertreten ist. In den höheren Lagen des Cambrium von Tejrzowitz erscheinen neuerdings Zwischenlagen von Sandsteinen und zuletzt wieder dunkle, grobe, polymikte Conglomerate. Sie führen dieselbe Fauna wie die Paradoxidesschiefer und der ganze Komplex muß in stratigraphisch-paläontologischer Hinsicht als Einheit aufgefaßt werden; sie wird von Pompeckj der mittleren und unteren Paradoxidesstufe von Skandinavien und Großbritannien gleichgestellt. Das obere Cambrium fehlt vollkommen in den Profilen von Tejrzowitz und Skrej.

Zur Vervollständigung des Bildes ist noch zu erwähnen, daß im Cambrium von Tejrzowitz besonders gut aufgeschlossen an der Mündung des Karaseker Baches den Paradoxidesschiefern ein 30—40 *m* mächtiges Lager von dichtem Felsitporphyrit (Felsitfels von Rosiwal) eingeschaltet ist. Die plattige Absonderung des hellfarbigen Gesteines fällt konkordant mit den Schichten der Schiefer südöstlich ein. Andere Lagergänge und Apophysen verschiedener Eruptivgesteine sind von geringerer Bedeutung.

Die Südost fallende Schichtserie wird im Berauntale plötzlich abgeschnitten von dem Porphyr des Pürglitzer Zuges. Dem Rande des Porphyrstockes entlang lassen sich die Paradoxidesschiefer gegen Nordwest bei Branov und gegen Südwest über Mljetschitz bis Lohovitz verfolgen. Hier, am Südwestende des Zuges erscheinen nochmals die liegenden Conglomerate, welche Kušta 1887 durch reichliche Orthisfunde mit denen von Tejrzowitz identifizieren konnte.[2])

Der lange und schmale Streifen von cambrischen Sedimenten ist an einer Bruchlinie entlang der Nordwestgrenze des Pürglitzer Porphyrstockes, an der Bruchlinie von Skrej, abgesunken[3]) und so inmitten des Gebietes azoischer Schiefer losgelöst von den jüngeren Sedimenten der inneren Gebiete.

[1]) J. F. Pompeckj. Die Fauna des Cambrium von Tejrzowitz und Skrej in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 496.

[2]) J. Kušta. Nová geolog. pozorováni v Radnickém okolí. Sitzungsber. d. kön. böhm. Ges. d. Wissensch. 1887, S. 688.

[3]) Ein nördlicher Querbruch durch das Zbirover Tal, welchen Krejči angibt, ist nach Jahn (l. c. S. 755) nicht vorhanden.

Przibram.

Den südlichen Flügel des Urschiefergebirges durchquert, nebst der Moldau, als geologisch interressante Furche das Tal der Littawa. Sie empfängt ihre ersten Quellwässer hauptsächlich aus den großen, zu montanistischen Zwecken angelegten Teichen bei Laas südwestlich oberhalb Przibram und Birkenberg; ein kleinerer Seitenbach setzt aber die Richtung der Talfurche südwärts von Przibram fort bis oberhalb Brod; dieses Bächlein entspringt im Granit. Die Littawa durchquert die alten Schiefer und Grauwacken unterhalb Przibram und durchfurcht in einem Engtale die hohen Conglomeratkämme des Brda-Trzemoschnagebirges; bei den Dörfern Jinetz und Czenkau lehnt sie sich rechtsseitig an die steilen Felswände der Paradoxidesschiefer und tritt weiter abwärts bei Lochowitz in die Sandstein- und Schiefergebiete des Untersilur. Von Libomisl bis Zditz bespült sie den Sockel des Kalkplateaus, wendet sich dann gegen Nordost und fließt in einem wahren Längstale, welches das Kalkplateau vom Sandsteingebirge trennt, der Beraun zu. So wird von Brod oberhalb Przibram bis Zditz bei Beraun eine fast geradlinige Furche geschaffen, welche vom Granitgebiete ausgehend alle tieferen Horizonte des mittelböhmischen Paläozoicums durchquert. In der beckenartigen Ausweitung der Umgebung von Przibram verhüllt der weitverbreitete Verwitterungslehm die anstehenden Gesteine und Tagaufschlüsse sind recht spärlich; dafür hat der weltbekannte Bergbau die Lagerungsverhältnisse auf mehr als einen Kilometer Tiefe erschlossen.

Abgesehen von kleineren Partien von kristallinischen Gesteinen, Gneisen, Kalken und Amphiboliten, lehnen sich bei Rosmital in der Gegend südlich von Przibram dunkle, azoische Schiefer unmittelbar an den Granit. Das herrschende Streichen ist neben manchen östlichen Abweichungen nordöstlich. An einen schmalen Schieferstreifen schließt ein etwas breiteres Band von Sandsteinen, Grauwacken und conglomeratartigen Bildungen, welches der allgemeinen Streichungsrichtung folgend von Wranowitz, Nordost von Rosmital über Przibram hinaus zieht und in der Gegend von Dobrzisch auskeilt. Ein zweites schmales Band von Schiefern erstreckt sich aus der Gegend von Rosmital über Laas und Pitschin und vereinigt sich jenseits von Dobrzisch mit dem ersten Schiefer. Im Nordwesten wird dann wieder an die Schiefer anschließend Sandstein und Grauwacke weithin herrschend über die Ketten des Brdagebirges und nordostwärts bis über Mnischek.

Im Osten von Przibram zwischen Haje, Dubenetz und Drublitz ist noch vor dem ersten Schieferstreifen ein Band von Sandstein unmittelbar an den Granit angeschlossen. Von Barrande wurden diese Gesteine, die später von Lipold den Namen der Przibramer Schiefer und der Przibramer Grauwacken und letztere von Krejčí den Namen Trzemoschna-Conglomerate erhielten, als fossilleer der Etage *B* zugerechnet. Lipolds Untersuchungen erwiesen jedoch einen innigen Zusammenhang der Grauwacken mit den Schiefern von Jinetz;[1] oberhalb dieses Ortes bespült die Littawa

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 88.

zu ihrer Rechten die steilen Felsen 20—30° nordwestfallenden dunkeln und von senkrechten Cleavageklüften durchsetzten Paradoxidesschiefer. Man braucht nicht weit stromaufwärts zu wandern, um von den ersten Häusern von Czenkau auf vollkommen gleichsinnig unter die Schiefer einfallende Grauwacken zu treffen. Die letzteren sind dagegen den Przibramer Schiefern diskordant aufgelagert, wie bereits an mehreren Orten erwiesen wurde. Die von LIPOLD als Beweis angeführte Inkonformität bei Walcha-Mühle im Littawatale bei Hlubosch, wo auf die flach nordwestlich fallenden Jinetzer Schiefer steil südöstlich gerichtete Sandsteine und Conglomerate folgen, hält zwar POSEPNY mit Wahrscheinlichkeit für eine Dislokation,[1] führt jedoch andere seiner Meinung nach für diese Auffassung maßgebende Punkte an (Žitetzer

Fig. 19. Paradoxidesschiefer mit senkrechter Klüftung an der Littawa bei Jinetz.

Berg) und vor allem ist die Diskordanz aus den Verhältnissen im großen und aus den Beobachtungen in den Gruben ersichtlich geworden.

Die Lagerungsverhältnisse lassen sich demnach recht gut vergleichen mit denen von Skrej und Tejrzowitz; die Przibramer Grauwacke oder die Trzemoschna-Conglomerate entsprechen den freilich viel weniger mächtigen untercambrischen Conglomeraten mit Orthis Kuthani, welche so wie jene den azoischen Schiefern diskordant auflagern; hier wie dort folgen als nächst höhere Stufe die Paradoxidesschiefer.

Der Hauptanteil des alten und berühmten Silberbergbaues von Przibram fällt in die etwa 30 *km* lange und 3 *km* breite Zone von untercambrischen

[1] F. POSEPNY. Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Przibram. Archiv f. prakt. Geologie. Bd. II, Freiberg i. S. 1895.

Sandsteinen und Grauwacken, welche von Wranowitz sich bis Dobrzisch erstreckt und einen durch seine Umrisse von den umgebenden Schiefern wohl unterschiedenen Bergzug bildet. POSEPNY bezeichnet die Lagerung als eine unsymmetrische Mulde; von Südosten her fallen die Schichten durchschnittlich 50° nordwestlich und erheben sich steil bis 80°, ja stellenweise bis zur Überstürzung nach der andern Seite; infolgedessen ist das Muldentiefste sehr nahe an den Nordwestrand gerückt. Im steil aufgebogenen Flügel sind die Gesteine in geringem Grade metamorphosiert und mehr grauwackenartig geworden. Zahlreiche Grünsteingänge, zumeist Diabase, seltener Diorite,[1]) durchsetzen mit nordsüdlichem Streichen in schwankender Mächtigkeit, bis zu 30 *m*, oft stockartig anschwellend den erzreichen steil geschleppten Muldenflügel. In den reichsten und am meisten aufgeschlossenen Grubengegenden bei Birkenberg und Bohutin bilden sie nach SCHMIDT[2]) ein Sechstel bis ein Fünftel der Gesteinsmasse.

Allgemein anerkannt ist der innige Zusammenhang der Erzgänge mit diesen Grünsteingängen; nicht nur sind die Grünsteinreichen Gebiete zugleich die edelsten, sondern die Erzgänge folgen oft auf längere Strecken dem Salbande eines Eruptivganges oder befinden sich mitten im Grünstein, weichen aber auch häufig von der Mitte gegen den Rand aus oder springen völlig vom Gange ab in das umgebende Nebengestein.[3])

Es sind typische Gänge der carbonspätigen Bleiformation; das Haupterz ist der Bleiglanz, an den auch in erster Linie der Silbergehalt gebunden ist. Dazu treten als Gangausfüllung noch Zinkblende, Siderit, Quarz und Calcit. Eine besondere Bildung sind die sogenannten „Dürrerze" des Annagrubenfeldes, wo neben Bleiglanz und zahlreichen Mineralien teils sekundären Ursprunges noch Rotgiltigerz, gediegen Silber, Stefanit, Fahlerz und Antimonerze auftreten. Die früheren Gruben auf Eisenstein, welche vorwaltend am südöstlichen Rande der Przibramer Grauwackenzone betrieben wurden, haben wahrscheinlich nur den eisernen Hut von Bleierzgängen abgebaut. Im allgemeinen ist es die Regel, daß die mineralogische Zusammensetzung der Erzgänge in den oberen Regionen mannigfaltiger, in den Tiefen einförmiger ist und dann auf weite Strecken mit gleichbleibendem Charakter anhält. Der Einfluß des eisernen Hutes macht sich am Segen-Gottesgang sogar bis auf 270 *m* Tiefe geltend. Ein treffliches Beispiel für das gleichförmige Anhalten eines Erzganges in großer Tiefe sind die wichtigsten der Przibramer Gänge, der Adalberthauptgang und der Adalbertliegendgang, von denen letzterer nahe an 1200 *m* Teufe (650 *m* unter dem Meeresspiegel) aufgeschlossen ist.

[1]) C. VRBA. Die Grünsteine des Przibramer Erzrevieres. TSCHERMAKS Min. Mitt. Wien 1877, Heft 3. — Derselbe. Die Grünsteine aus der 1000 *m* Teufe des Adalbertschachtes in Przibram. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1876.

[2]) J. SCHMIDT. Montan-geologische Beschreibung des Przibramer Bergbauterrains. Herausgegeben im Auftrage des k. k. Ackerbauministeriums Wien, 1892.

[3]) F. M. v. FRIESE. Bilder von den Lagerstätten des Silber- und Bleibergbaues zu Przibram. Herausgegeben auf Befehl des Ackerbauministeriums Wien, 1887.

Durch Studien an den Przibramer Erzgängen wurde zum Teile auch der Kampf über die allgemeine Gültigkeit der Lateralsekretionstheorie, welche die Erzgänge durch Auslaugung aus den Nebengesteinen entstehen läßt, und der Termaltheorie, nach welcher die Erze aus aufsteigenden Lösungen gefällt werden, zu Gunsten der letzteren entschieden.[1] Das Empordringen der Eruptivmassen und die Erzfüllung sind nacheinander auf derselben Zone stärkerer Gesteinszerklüftung erfolgt, daher haben die sulfidischen Termalwässer häufig ihren Weg durch die Schwundklüfte oder neu aufgerissenen Spalten an den Rändern oder im Innern der Grünsteingänge gefunden.

Weitaus die meisten Baue und die edelsten Gänge des Przibramer Revieres befinden sich in einer schmalen Zone knapp an der nordwestlichen Grenze des Grauwackengebietes gegen die azoischen Schiefer. Die Grenze wird von einer gewaltigen Dislokation, der sogenannten „Lettenkluft“ gebildet; durch den Bergbau ist die Verschiebungsfläche auf 7 *km* Länge und bei Birkenberg auf mehr als 1000 *m* Tiefe bekannt geworden und steht dadurch einzig da in ihrer Art als lehrreiches Objekt der geologischen Forschung. Die Fläche fällt mit 70°, in der Tiefe um ein weniges sanfter mit 65° gegen Nordwest, so daß die azoischen Schiefer auf die cambrischen Grauwacken hinaufgeschoben scheinen; sie ist keineswegs eine vollkommene Ebene, sondern flachwellig gebogen, und projiziert sich auch auf der Oberfläche als eine in sanften Biegungen verlaufende Linie.[2] In den Gruben erscheint die Störung als eine mit lettigem Material und Trümmern der benachbarten Gesteine erfüllte Spalte, etwa 3 *m* breit, jedoch auch stellenweise vollkommen verdrückt oder bis zu 6 *m* Breite anschwellend.

Im Hangendflügel der Lettenkluft wurde in der Tiefe bei Bohutin ein granitisches Gestein aufgeschlossen, welches auf Grund der mikroskopischen Analyse von Foullon als Quarzdiorit bezeichnet wurde. Nach Sandberger befindet sich Kontakthornfels an der Grenze zwischen diesem „Granit“ und den schwarzen Przibramer Schiefern. Posepny bemerkt mit Recht, daß ähnliche Gesteinsvarietäten auch innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes nicht selten sind und findet die bereits früher geäußerte Anschauung gerechtfertigt, daß die Verwerfung der Lettenkluft in der Tiefe des Bohutiner Grubenbaues den Grauwackensandstein unmittelbar an den Granit heranbringt. Überdies wurde noch im Bohutiner Tiefbau eine ganz im Granit

[1] Aus der großen Zahl von Schriften über diesen Gegenstand seien nur die folgenden erwähnt: F. v. Sandberger. Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Gänge mit Rücksicht auf die Lateralsekretionstheorie. Jahrb. d. k. k. Bergakademien zu Leoben und Przibram. XXXV, 1887. — Derselbe. Bemerkungen über die Resultate der Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Erzgänge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 88. — Patera. Zu den Bemerkungen des Herrn Prof. F. v. Sandberger über die Resultate der Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Erzgänge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 223. — A. W. Stelzner. Die Lateralsekretionstheorie und ihre Bedeutung für das Przibramer Ganggebiet. Berg- und hüttenmännisches Jahrb. der Bergakademien etc. 1889, XXXVII.

[2] S. Schmidt. l. c. Fig. 2 und 4.

gelegene Lettenkluft angefahren, welche im Streichen die Fortsetzung der Verwerfung zu bilden scheint.

Die Lettenkluft ist nicht nur von theoretischem, sondern auch von eminent praktischem Interesse. Die Erzgänge hören zwar an der Kluft nicht völlig auf, wie man in früherer Zeit vermutete, aber sie verdrücken sich stark in der Annäherung an die Kluft, verlieren bedeutend an Adel oder zerspalten sich in unbedeutende Trümmer. Einzelne Gänge werden an der Kluft vollkommen abgeschnitten, die Mehrzahl läßt sich aber bedeutend verarmt noch im Schiefer verfolgen. Sie sind in der Regel bereits in ihrer Annäherung gegen die Gesteinsscheide gegen Ost geschleppt und im Schiefer um ein beträchtliches Stück ostwärts verrückt. Die Klüfte und zum Teil auch die Gangausfüllungen haben offenbar bereits vor der Lettenkluft bestanden, so daß sie durch die Dislokation eine Schleppung erfahren konnten. Die Ausfüllung hat aber auch noch später angedauert, denn an vielen Punkten ist Gangmaterial in die Lettenmasse der Kluft selbst eingedrungen.

Przibram hat im Gegensatz zu den im Urgebirge gelegenen Silberbergwerken von Kuttenberg, Iglau und zu Joachimsthal im Erzgebirge erst in später Zeit den Höhepunkt seiner Produktion und seine volle Berühmtheit erlangt.[1]) Wenn man dem Chronisten Hajek von Liboczan Glauben schenken wollte, wäre die Entstehung des Przibramer Bergbaues schon in das VIII. Jahrhundert zu verlegen; die ältesten Urkunden, welche von dem Przibramer Silberbergbaue sichere Nachricht geben, stammen aus der Zeit König Johanns von Luxemburg, etwa aus dem Jahre 1343 oder kurz vorher.[2]) Unter Ferdinand I., der sich überhaupt sehr des böhmischen Bergbaues annahm und der Przibramer Knappschaft ein silbernes Siegel verliehen hatte, befanden sich daselbst bereits 33 Grubenbaue auf Silber und auch auf Eisenerze. Sehr wechselvoll war das Schicksal des Bergbaues in den folgenden Zeiten; gegen Ende des XVI. und zu Anfang des XVII. Jahrhunderts lag er fast vollkommen darnieder. Erst im XVIII. Jahrhundert gelang es, ihn wieder etwas mehr emporzubringen und eine neue Epoche planmäßigen und systematischen Abbaues begann für den Przibramer Bergbau mit dem Jahre 1779, als der Adalbertschacht in Angriff genommen wurde, nachdem man zur Überzeugung gelangt war, daß im Birkenberger Gebiete der wahre Adel erst in größerer Tiefe beginne. Mit der Zeit hatte der Staat weitaus den größten Teil der Kuxe erworben und bereits in den Sechzigerjahren des XIX. Jahrhundert war der jährliche Reinertrag auf 200.000 bis 300.000 Gulden gestiegen. Ein wesentlicher Umstand zu Gunsten des stets und rasch zunehmenden Reingewinnes war die Einführung der Dampfmaschinen zur Wasserförderung auf allen Anlagen. Im Jahre 1875 war die

[1]) Geschichtliches: Der Silber- und Bleibergbau zu Przibram. Zur Feier der im Adalbertschacht erreichten Saigerteufe von 1000 *m*. Herausgegeben von der k. k. Bergdirektion Wien, 1875.

[2]) Graf Kaspar v. Sternberg. Umrisse einer Geschichte des Bergbaues und der Berggesetzgebung des Königreichs Böhmen, 1838, Bd. II., S. 348, Nachschrift.

Tiefe von 1000 *m* im Adalbertschachte erreicht und in den folgenden Jahren stieg der jährliche Reinertrag der Gruben auf den Betrag von mehr als einer Million Gulden. Im Jahre 1890 hatte der Gewinn seinen Höhepunkt erreicht und von da an ging es leider ziemlich rasch abwärts; die Ursache davon war jedoch nicht etwa eine Vertaubung der Gänge, sondern allein die große Entwertung des Silbers, die zeitweise sogar für den Bestand des Przibramer Silberbergbaues zur ernstlichen Gefahr geworden ist.[1]

Die Fortsetzung der Lettenkluft fällt bei Mnischek abermals mit der Grenze zwischen Untercambrium und azoischen Schiefern zusammen, nur liegen hier Conglomerate und Grauwacken als die Ausläufer des Trzemoschnazuges im Norden der Dislokation.

Nicht völlig unzweifelhaft ist die Eintragung der nordöstlichen Bruchlinien, durch welche Krejčí und Feistmantel die Przibramer Grauwacken des Trzemoschnagebirges, der Höhenzüge des Brda und des Beranberges bis zum Zdjarberge und zum Trhon bei Rokytzan und Mauth in mehrere parallele Streifen zerlegen. Freilich ist bei der außerordentlichen Breite des Grauwackengebietes vom Trzemoschnaberge bis zum Trhon und bei ihrem fast stets gleichbleibenden Nordwestfallen eine Zertrümmerung derselben an nordöstlichen Brüchen mit größter Wahrscheinlichkeit anzunehmen, wenn auch die Lage der einzelnen Dislokationen nur vermutet werden kann. Bei Drahlin und Dominikal-Pasek an der Littawa wurde in früherer Zeit ein weißer Lehm zur Fabrikation feuerfester Ziegel gewonnen. Babanek hielt das Vorkommen für eine Diluvialablagerung, Grimm für das Zersetzungsprodukt eines Eruptivganges; nach Pošepny[2] ist es als eine Kluftausfüllung ähnlich der Lettenkluft zu deuten und kann am Fuße des Brdarückens auf mehrere hundert Meter im Streichen verfolgt werden. Bei Orlov am Fuße des Trzemoschnaberges unweit Birkenberg wird ein gleicher weißer Lehm gefunden und Pošepny vermutet daselbst eine ähnliche Verwerfung, welche die Grenze zwischen Schiefern des Las- Pitschinerzuges und den Grauwacken des Trzemoschnaberges bildet.

Die Grauwacken des Trzemoschna Gebirges sind an einer unregelmäßigen, aber im ganzen nordwestlich verlaufenden Linie ihrer ganzen Breite nach abgeschnitten. Krejčí und Feistmantel verzeichnen nach den nordwestlichen Flußläufen Störungslinien, deren Vorhandensein aber vorläufig noch als sehr fraglich gelten muß. Unweit des großen Teiches von Padert, bereits im Gebiete der azoischen Schiefer, hat Pošepny ein Granitvorkommen entdeckt als den äußersten nordwestlichsten Ausläufer des Granitvorsprunges, welcher im Tale von Rosmital aufgeschlossen ist. Hier kommen gegen Nord-

[1] Im Jahre 1900 waren am Silber- und Bleihauptwerk in Przibram noch 3868 Arbeiter beschäftigt. Auf dem Schmelzwerk wurden erzeugt 38 943 *kg* Silber und 49.018 Meterzentner Blei. Der gesamte Wert der Erze wird beziffert mit 2.796.493 *K*, wobei der Durchschnittspreis des Silbers mit 98 *K* 32 *h* pro *kg* zu Grunde gelegt ist. Es ist jedoch zu bemerken, daß in obigen Betrag noch eine geringe Menge von tirolischen Erzen eingerechnet ist, welche mit verhüttet wurde.

[2] l. c. S. 651.

west gerichtete tektonische Linien bereits deutlich zum Vorschein und bereits am südwestlichen Ende der Przibramer Mulde, welche sich bei Wranowitz und Hodomischl flach über die azoischen Schiefer heraushebt, wird stellenweise nordwestliches Streichen beobachtet. Die Senkrechte zur tektonischen Hauptrichtung des mittelböhmischen Palaeozoicums gelangt vollends zur Herrschaft jenseits des Granitstreifens, in den die Gegend von Rosmital überragenden Höhen des Strzerbina- und des Trzemschingebirges. Beide bestehen aus isolierten Partien von Przibramer Grauwacke und sind durch einen zweiten Granitstreifen voneinander getrennt. Wo die dickbankige Schichtung in den Waldrevieren aufgeschlossen ist, zeigt sie nordwestliches Streichen, entsprechend dem Verlaufe der beiden hochaufragenden und weit ausblickenden Rücken, und ist örtlich hervorgerufen durch die Granitnähe, wie wir das an vielen anderen Orten in ähnlicher Weise beobachten können.

Jinetz.

Wie bereits erwähnt wurde, kann im Littawatale bei Czenkau die konkordante Auflagerung der Paradoxidesschiefer auf den Przibramer Grauwacken beobachtet werden. Flußabwärts wandernd, trifft man am rechten Ufer schon vor dem Dorfe einige fossilführende Schieferlagen innerhalb der Conglomerate, aber erst bei den letzten Häusern beginnt die zusammenhängende Schiefermasse, welche flach nordwestfallend in steilen, senkrecht durchklüfteten Felsen, das rechte Flußufer bildet. Unterhalb des Jinetzer Bahnhofes nächst der Brücke, welche die Bahnstrecke auf das rechte Ufer bringt, trifft man auf das Hangende der Paradoxidesschiefer; die wenig mächtigen rötlichen oder grünlichen, glaukonitischen, grauwackenartigen Sandsteine mit Conglomeratbänken und Hornsteinknollen der Unterabteilung $d_1\alpha$ der Zone d_1 welche Krejčí mit dem Namen der Krusnahoraschichten belegt hat. Obwohl das Einfallen der Schichten ganz gleichsinnig ist mit dem der liegenden Schiefer, scheint die Konkordanz nicht so völlig klar und unzweifelhaft, wie das von dieser Stelle in der Regel angegeben wird, denn genau an der Kontaktstelle beider Gesteine sind die Sandsteinbänke zu einem kleinen Sattel aufgebogen und dann gegen die Gesteinsgrenze wieder nordwestfallend steil emporgeschleppt, so daß es wohl möglich wäre, daß eine kleine Kluft im Streichen an dieser Stelle die Gesteine scheidet. An dem Gehänge aufwärts gelangt man bald in einen alten Grubenbau, der die Roteisensteinstufe ($d_1\beta$) Krejčís Komorauer Schichten anzeigt. Darüber folgen die Schiefer der Stufe $d_1\gamma$ (Rokytzaner Schichten) und im Osten in steileren Bergformen überragen die Quarzite der Stufe d_2 (Brdaschichten) beiderseits die cambrische Niederung von Jinetz, Rejkowitz und Felbabka. Von Osten her blickt als ansehnlicher Ausläufer des Brdazuges der Pleschiwetz (636 *m*) über das Tal, ihm gegenüber liegt der niedrigere Wostryberg bei Felbabka. Die Quarzitstufe ist gekennzeichnet durch die weithin sichtbaren weißen Flecken, den Steinbrüchen, welche aus dem dunkeln Waldgehänge hervorblicken.

Unterhalb der Eisenbahnbrücke von Jinetz verschwinden die Paradoxidesschiefer noch nicht endgültig, sondern sie tauchen im Norden noch einmal auf in einer flachen Aufwölbung, bis sie am Fuße des Wostryberges steil unter die mehrfach gebogenen und zerstückelten Zonen der Stufe d_1 mit ihren Diabaslagen und Roteisensteinen hinabtauchen. Die flache Antiklinale ist durch mehrere kleinere Längsbrüche abgestuft. Isolierte Partien der Grauwacken- und Roteisensteinstufe ($d_1\alpha$—$d_1\beta$) erscheinen auf den westlichen Höhen zwischen den Dörfern Krzesin und Welkau.

Im Westen grenzen diese beiden obercambrischen oder vielleicht auch untersilurischen Schollen an die Przibramer Grauwacken und Paradoxidesschiefer, welche das Waldgebiet des Koniczekberges (666 *m*) und des Beranekberges zusammensetzen. Das Durchstreichen eines nordsüdlichen Querbruches von Krzesin gegen Welkau, durch den beide Gesteine getrennt werden, ist unverkennbar. Das westliche Grauwackengebiet zwischen den Bergen Kloutzek, Koniczek und Vrchy wird in den Talfurchen durch mehrere nordwestliche Streifen von Paradoxidesschiefern unterbrochen. An einzelnen Stellen, wo überhaupt die Schichtstellung beobachtet werden kann, scheinen die Paradoxidesschiefer unter die Grauwacken einzufallen, hier gelangen also wieder nach Posepnys Darstellung die nordwestlichen Brüche, parallel der Lettenkluft, zu vorwiegender Geltung.

Der scharfe einspringende Winkel, welcher so im Littawatale den geradlinigen Saum des Silurgebietes unterbricht und in dem sich die Paradoxidesschiefer ausbreiten, wird hervorgerufen durch eine breite und flache Aufwölbung dieser Schiefer innerhalb einer Gruppe sich fast im rechten Winkel durchkreuzender Störungen. Die äußerst unregelmäßige und buchtenreiche Umgrenzung der Paradoxidesschiefer wird teils durch die Auflagerung der Krusnahoraschichten ($d_1\alpha$) und teils durch Störungslinien gebildet. Eine erschöpfende Ausdeutung der verworrenen Begrenzungslinien, wie sie die Projektion auf der Karte zeigt, ist ohne Detaildarstellung nicht durchführbar. Die Profile nach Krejčí und Feistmantel mögen einen Begriff geben von den Unregelmäßigkeiten, durch welche das allgemeine Schema der konzentrischen Senkung des mittelböhmischen Paläozoicums gestört wird (Fig. 24, S. 129).

Die obere Grenze des Cambriums in Böhmen ist noch nicht mit voller Sicherheit festgestellt. Katzer zog ursprünglich die beiden Stufen $d_1\alpha$ und $d_1\beta$ noch gänzlich zum Cambrium,[1]) ist jedoch auf Grund neuerer Forschungen[2]) an seiner ersten Auffassung schwankend geworden. Der innige Verband der Roteisensteinlager von $d_1\beta$ in der Umgebung von Klabava und Mauth mit den hangenden silurischen Schiefern $d_1\gamma$ sowie eine anscheinende Diskordanz gegen die liegenden Grauwacken $d_1\alpha$ haben ergeben, daß mindestens ein Teil seiner Roteisensteinstufe ($d_1\beta$) bereits dem Untersilur angehört

[1]) Das ältere Paläozoicum in Mittelböhmen. Prag 1888. Geologie von Böhmen. S. 820.

[2]) Über die Grenze zwischen Cambrium und Silur in Mittelböhmen. Sitzungsber. d. kön. böhm. Ges. d. Wissensch. 1900.

und vom Cambrium abgetrennt werden muß. Abgesehen von dieser stratigraphischen Frage, schließen sich auch die untersten Teile der Etage *D* hinsichtlich ihrer Verbreitung und ihrer Lagerungsverhältnisse enge an die höheren Stufen des Untersilur.

Quarzite und Schiefer des Untersilur.

Während die cambrischen Ablagerungen im Norden und im Süden die äußersten Ränder ältester Ablagerungen in Form beschränkter, durch örtliche Bruchlinien bedingter Reste gleichsam nur andeuten, umschließt das Untersilur, welches im ganzen der Etage *D* oder Barrandes zweiter Silurfauna entspricht, in Form einer fast rings geschlossenen Zone das langgezogene Ellipsoid des altpaläozoischen Senkungsgebietes.

Die Schiefer und Grauwacken der Stufe d_1 sind am ausgedehntesten entwickelt im Hügellande bei Rokytzan, Mauth und Czerkowitz, sonst bilden sie meist nur einen schmalen Saum von äußeren, sanften Gehängen, über denen sich die steileren Berge der Quarzitstufe d_2 aufbauen; diese bilden die wichtigsten Erhebungen: den Brdawald vom Pleschiwetzberge bei Felbabka bis in die Gegend von Königsaal und das Brdatkagebirge oder den kleinen Brdawald nördlich von Beraun. Der sanftere Abfall dieser Höhen gegen die Mitte des Senkungsgebietes besteht aus den dünnblätterigen Tonschiefern und Grauwackenschiefern der Stufen d_3 und d_4. Die weichen Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine der Stufe d_5 endlich bilden in engem Anschlusse an die liegenden Schiefer des Obersilur (e_1) den neuerdings ansteigenden Sockel, über dem sich das zentrale Kalksteinplateau aufbaut.

Über den Komorauer Schichten ($d_1\beta$) folgen die unzweifelhaft untersilurischen, dunkeln und glimmerigen Schiefer $d_1\gamma$, auch noch stellenweise Diabas- und Erzlager enthaltend. Zur Verfolgung dieser Schichte im bedeckten Ackerlande sind zonenweise auftretende sehr harte, quarzige und eisenschüssige, kugelige Concretionen sehr dienlich; in der Regel umschließt jede einzelne Kugel einen Fossilrest, sei es ein Illaenus Katzeri, ein Dalmanites oder ein anderer Trilobit, ein interessanter Cystideenrest oder eine Anhäufung von Graptolithen (Wosecker Schichten).

Die durchschnittlich 200 *m* mächtige, im Osten aber schwächere Stufe d_2 wird nach dem schroff aufragenden Brdakamme als Brdaschichte bezeichnet. Katzers Quarzitstufe, besteht aus hellfärbigen, feinkörnigen Sandsteinen mit reichlichem quarzigen Bindemittel. Sie finden oft als Bausteine Verwertung und liefern einen großen Teil des Prager Pflasters. Durch schiefrige Lager in den unteren und in den oberen Abteilungen entstehen Übergänge in die liegenden und in die hangenden Schiefer. Im allgemeinen ärmer an Versteinerungen als die Nachbarstufen enthält sie immer noch eine ziemliche Zahl von Trilobitenarten, so gelangen namentlich die rötlichgelb vom weißen Sandstein sich abhebenden Reste von Dalmanites socialis vergesellschaftet

mit Trinucleus Goldfussi, Calymene pulchra u. a. stellenweise zu massenhafter Anhäufung.

Innig miteinander verbunden und in paläontologischer Hinsicht kaum trennbar sind die dunkeln, teils dünnblätterigen, teils massigeren quarzitischen und grauwackenartigen Schiefer der BARRANDEschen Stufen d_3 und d_4 (Trubiner und Zahorzaner Schiefer), so daß KATZER sich veranlaßt sah, sie zu einer Stufe zusammenzuziehen.[1] Die liegende Abteilung (d_3) von dunkeln Schiefern ist wenig mächtig und, wie es scheint, nur örtlich entwickelt, dagegen schwellen die höheren Teile die Stufe zu einer scheinbaren Mächtigkeit von $1\frac{1}{2}$ bis 2 *km* an; örtliche Störungen und stellenweise hochgradige Faltung gestatten keine genaue Schätzung. Bemerkenswert ist das stellenweise Auftreten kalkiger Lagen und linsenförmiger Concretionen, vor allem aber von mächtigen Eisenerzlagern bei Nucitz westlich von Prag und bei Vraž unweit Beraun.

Die Stufe d_5 (Königshofer Schichten), welche als ein 1—2 *km* breiter Saum das zentrale Plateau rings umgibt, besteht in den tieferen Teilen wieder aus dunkeln blättrigen Schiefern, in deren hangende Teile abermals Sandsteine und grauwackenartige Schiefer eingelagert sind. Ein großer Teil der Trilobitenarten der Stufe d_4 hält hier noch an, aber eine ziemliche Zahl von Arten und Gattungen tritt neu hinzu (Ampyx, Cyphaspis, Sphaerexochus, Remopleurides); besonders häufig sind Trinucleus Bucklandi, Calymene incerta, Calymene declinata u. a.

Wie der Zipfel eines Tuches unter auflagernden Decken sind die Gesteine der Stufe d_1 unter den jüngeren hervorgezogen und umfassen ein langgestrecktes Gebiet von Czerhowitz, über Mauth und Rokytzan bis in die Gegend von Pilsenetz. Die flachwellige, zur Anlage großer Teiche günstige Beschaffenheit verdankt die Landschaft den Schiefern der Stufe $d_1\gamma$; die tieferen Stufen $d_1\alpha$ und $d_1\beta$ bilden nur einen schmalen Saum um den Rand des Gebietes, der äußerlich gekennzeichnet ist durch die älteren und neueren Eisensteingruben, von denen jedoch nur mehr die bei Eipowitz und Klabava westlich von Rokytzan gegenwärtig im Betrieb stehen. In einzelnen synklinalen Mulden oder an wiederholten Parallelbrüchen eingesenkt, erscheinen aber schon hier die Quarzite der nächsthöheren Stufe d_2 als isolierte Inseln und auffallend hervorragende Klippen. Am äußersten Südwestrand des Schiefergebietes liegt noch die Quarzitkuppe des Hurkaberges bei Pilsenetz. Die ausgedehnteste blockreiche Quarzitinsel ist der Höhenzug des Ratschberges, welcher sich an die Mulde von Mauth und Rokitzan nördlich angliedert, zum Teil die Schiefer der Stufe d_1 bedeckend, zum Teil aber unmittelbar auf dem südlichen Ende des Pürglitzer Porphyrzuges lagernd, der noch einigemale weiter südlich aus den Schiefern $d_1\gamma$ hervortaucht und seine Ausläufer bis in das Gebiet der Przibramer Grauwacken am Berge Ždar entsendet.

[1] Geologie von Böhmen S. 884.

Gegen Nordwesten verwachsen die Quarzitauflagerungen mit dem zusammenhängenden Quarzitgürtel, das Hauptgebiet der Schiefer $d_1 \gamma$ endigt an einer tief ausgebuchteten Linie, indem die Antiklinalen weit ausgreifende Zungen, die Synklinalen oder Senkungen aber tiefe einschneidende Buchten bilden. Beim Vergleiche der Profile Fig. 20—24, welche von Südwest

Fig. 20—24. Profile durch den südwestlichen Teil der mittelböhmischen Silurmulde nach Krejči und K. Feistmantel, von Südwest gegen Nordost aneinander gereiht.
B azoische Schiefer, *L* Lydit, *P* Porphyr, *Di* Diabas, *S* cambrische Conglomerate, $d_1 - d_4$, e_1, e_2, *F*, *G* silurische und devonische Schichten, *Ku* Carbonscholle von Stiletz, *n* Alluvium und Eluviallehm.

gegen Nordost aneinander gereiht sind, erkennt man, wie die Quarzite anfangs nur einzelne auflagernde Schollen bilden, sich dann immer mehr zusammenhängend ausbreiten und nur die liegenden Schichten in einzelnen Aufwölbungen hervortreten lassen, bis sie selbst durch die Auflagerung der höheren Stufen in zwei Züge auseinander getrieben werden, die von Norden und Süden her synklinal gegeneinander fallen.

Als ein deutlicher Wall, als Querriegel, der den nördlichen und südlichen Flügel der elliptischen Umsäumung verbindet, schließt der Hrzebeny benannte Kamm zwischen Karej und Aujezd das Schiefergebiet von Mauth gegen Nordwesten ab (Fig. 22). Durch eine Aufwölbung der Schiefer bei Jana wird der Querriegel durch die Schiefer abgeschnitten. Mehrfach zerstückelt weicht er weit zurück bis in die Gegend von Komorau und zieht sich, als schmaler Streifen unter die Grauwackenschiefer der Stufe d_4 hinabtauchend, bis Horzowitz. In der weiteren Umgebung dieser Stadt, auf der Innenseite des Querriegels und südöstlich bis Hostomitz breiten sich die letztgenannten Schiefer zu einem seichten Becken aus, welches wieder die südwestliche und wenig erhöhte Verlängerung der Schieferzone der Stufe d_5 umfaßt.

Von den Längsbrüchen, welche das Gebiet der Przibramer Grauwacken westlich vom Littawatale zerteilen, war schon oben die Rede. Die Zertrümmerung zu Längsschollen greift nördlich bis in das untersilurische Gebiet von Mauth und Rokytzan und erzeugt hier den cambrischen Grauwackenhorst des Ždar- und des Trhonberges, der nordöstlich unter die Stufe d_1 allmählich

Fig. 25. Profil durch die Hauptbrüche am Südrande der muldenförmigen Grabensenkung (Brdagebirge) nach Krejči und Feistmantel.

B azoische Schiefer, *L* Lydit, *S* cambrische Conglomerate, d_1—d_5 untersilurische Schichten.

hinabtaucht. Eine lange Bruchlinie im Süden dieses Horstes wird an ihrem Nordrande begleitet von einer schmalen Einfaltung der Quarzite in die Schiefer und veranlaßt die tiefe Einbuchtung der Schiefer $d_1 \alpha$ in der Gegend von Straschitz. Begleitet von kleineren Faltungen und mehrfach von querliegenden Störungen durchbrochen, schließt dieser schmale Ausläufer mit dem Giftberge bei Komorau an die zusammenhängende untersilurische Quarzitzone. Der Berg hat seinen Namen von den Zinnobervorkommnissen, welche in früherer Zeit daselbst zugleich mit den Eisenerzen der Stufe $d_1 \beta$ auf Klüften und Gängen abgebaut worden sind; der Bergbau hat die mannigfache Zerklüftung aufs deutlichste geoffenbart.[1])

Am Pisekberge biegt die Quarzitzone im rechten Winkel zum Hauptrücken des Brdawaldes um und umschließt so die Niederung der Schiefer und Grauwacken d_3 und d_4 von Hostomitz. Die südlichen Gehänge des Kammes begleiten mehrere zum größten Teile bereits aufgelassene Eisengruben, welche die zwischen den Quarziten und den Przibramer Grauwacken eingeschaltete Eisensteinzone d_1 erkennen lassen. An der Straße

[1]) F. Pošepny. l. c. S. 693. — A. Liebus. Der geologische Aufbau der Umgebung von Horzowitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 277.

von Mnischek nach Rzevnitz erscheinen nahe der Kammhöhe mitten in den Quarziten nochmals Grünsteine und Tuffe der Zone $d_1 \beta$ und erweisen so das Vorhandensein eines Bruches, welcher den Quarzitstreifen der Länge nach durchschneidet (s. Profil Fig. 25).

Bei Mnischek tritt die Verlängerung der Przibramer Lettenkluft (s. oben S. 124) aus den azoischen Schiefern an den dritten Grauwackenzug und dann bei Jiloviste nächst der Moldau an die untersilurischen Gesteine, die einzelnen Stufen der Reihe nach im spitzen Winkel durchschneidend. In steiler Schichtstellung grenzen die Schiefer von d_1 und die Quarzite d_2 an die azoischen Schiefer. Im Moldautale bei Königsaal sind auch diese beiden Stufen verschwunden und die Grauwackenschiefer der Zone d_4 fallen steil gegen die Bruchlinie. Aber bald, in der kahlen Schlucht von Modrzan, erscheint wieder ein schmaler Saum tuffartiger Schiefer mit Lingula Feistmanteli und ihren kugeligen Konkretionen; dann auch bedeutend verschmälert die Quarzite d_2 und stellenweise wohl gekennzeichnet durch die Eisensteine und Grünsteine von $d_1 \beta$ oder durch die Knollen von $d_1 \gamma$,

Fig. 26. Profil durch die Verdoppelung der untersilurischen Zonen im Nordflügel des muldenförmigen Grabens nach Krejči und Feistmantel.

B azoische Schiefer, d_1—d_5 Untersilur, e_1, e_2 Obersilur, *Ku* Carbonscholle bei Klein-Przilep.

stellenweise aber auch in dem flachen Ackerlande nur schwer verfolgbar, bilden diese beiden Zonen ein schmales Band zwischen den azoischen Schiefern und den Grauwackenschiefern d_2, in sanfter Biegung verlaufend über Auval bis an die Grenze der transgredierenden Kreide bei Brzezan.

Das Becken der Grauwackenschiefer von Horzowitz umsäumt, im Norden bei Karez an den Querriegel anschließend und zwischen Czerhovitz und Zebrak durch diluvialen Schotter verdeckt, der Quarzitstreifen, auf welchen Krejči den Namen des Brdatka- oder kleinen Brdagebirges angewendet hat, der parallele Gegenflügel zum weit breiteren und höheren Brdagebirge im Süden. Nach Norden folgen in ein nur wenig breiteres Band vereinigt die einzelnen Zonen der Stufe d_1, welche den allmählich ansteigenden azoischen Schiefern mit ihren Kieselschieferklippen unmittelbar angelagert sind. Streckenweise von den transgredierenden Steinkohlenbildungen überlagert, übersetzt der Streifen bei Althütten und Hyskov den Beraunfluß. Von hier an bilden aber nicht mehr die azoischen Schiefer die äußere Grenze, sondern bei Klein-Przilep und Želesny erscheinen neuerdings die Grauwackenschiefer, unter denen nordwärts ganz regelmäßig die älteren

Stufen hervortauchen und erst bei Chynava gelangt man hier an das Präcambrium (Fig. 26 S. 131). Ja bei Nenatzowitz ist noch ein schmaler Streifen der Schiefer d_5 aufgeschlossen, so daß im Kaczitzertale die ganze untersilurische Schichtserie durch eine neuerliche Grabensenkung verdoppelt ist. Der äußere Zug taucht gegen Nordwesten unter die horizontal aufgelagerten Quader- und Plänerbildungen.

Am rechten Beraunufer setzt sich der äußere Zug untersilurischer Gesteine im azoischen Gebiet in Form einiger Quarzitinseln (d_2) fort, an deren Basis ringsum die Zonen d_1 hervortauchen und die Eisenerze dieser Stufe an einigen Punkten wie auf der Krusnahora bei Hudlitz und Neu-Joachimsthal abgebaut werden.[1])

Prag und Umgebung.

Faßt man die Oberfläche des mittelböhmischen Schiefer- und Sandsteingebirges im großen ins Auge, so erscheint sie als ein Anhang an das wellige und hügelige, kristallinische Hochland im Süden. Die Landschaft wird freilich im einzelnen im höchsten Grade durch die Gesteinsbeschaffenheit bestimmt. Die Blockmassen der unmittelbar benachbarten Granitberge sind verschwunden, dafür beleben die hervorragenden Kieselschieferklippen und manche Porphyrkuppe oder auch ein breit ansteigender Sandsteinrücken die sanft geformten Schieferhochflächen. Der Typus eines uralten Abrasionsgebietes, mit lehmbedeckten sanften Plateaus, mit welligem Wald und Ackerland und mit felsigen Tälern, ist auch hier noch im allgemeinen und besonders in den Schiefergebieten südlich von Prag gewahrt geblieben.

So behält auch die Moldau, nachdem sie bei Stjechowitz die dem mittelböhmischen Granite angelagerten Porphyre und kristallinischen Schiefer verlassen hat, ihren felsig schluchtartigen Charakter bei. Vereint mit der Sazawa, durchquert sie in wildromantischem Tale die Schiefer und bespült die hochaufragenden Wände der mächtigen, quer über das Tal setzenden Porphyrstöcke. Nach einer kurzen Strecke im steil aufgerichteten untersilurischen Grauwackenschiefer tritt die Moldau bei Königsaal (Aula regia), dem Lieblingssitze und der Begräbnisstätte König Wenzels II., in die ebene Talweitung von Radotin. Zur linken nimmt sie die Beraun auf, welche schon von Rzewnitz ihren Lauf in einer flachen Niederung zwischen den untersilurischen Schiefern und Grauwacken im Südosten und dem Kalkgebiete im Nordwesten genommen hat. So läßt auch die Moldau von Königsaal abwärts die Grauwacken und Schiefer bei Modrzan und Hotkowitzka zu ihrer Rechten und lehnt sich zur Linken bei Groß-Kuchel und Kuchelbad so knapp an die steilen Kalkwände, daß für die Straße und die Bahnlinie künstlich Raum geschaffen werden mußte.

Schon von den Höhen oberhalb Königsaal erblickt man über der grünen tischglatten Ebene, in der sich die beiden Flüsse vereinigen, in blauer Ferne die zahllosen Türme der Hauptstadt und die Brücken als

[1]) M. V. Lipold. Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, S. 374.

zarte Fäden knapp über die breit herüberglänzende Wasserfläche gespannt. Bevor der Fluß aber dahin gelangt, muß er noch die äußerste Spitze des elliptischen Kalkgebietes durchschneiden und die auffallenden Felsklippen von Dvoretz und Branik loslösen vom zusammenhängenden Gebiete. Jahrhundertlange Ausbeutung hat diese Klippen schon bedeutend verkleinert und ihrer zackigen und einstmals recht pittoresken Formen beraubt; immer noch bilden sie recht auffallende Kuppen im Flachlande des rechten Flußufers und in den tiefen Steinbruchswunden sieht man von weither den Glanz der glatten, steil und hoch aufragenden Schichtflächen.

Krejči schreibt dieser vorgelagerten Kalkklippe die Entstehung der Radotiner Talweitung zu. Als härtere Gesteinsbank mag sie zur Diluvialzeit Anlaß zu einem Gefällsbruch und einem Wasserfall gegeben haben, in dessen Rücken der Talboden ausgeweitet wurde und sich der kleine See bis Königsaal aufstaute. Erst die völlige Durchnagung des Kalkvorsprunges bis an die Wurzel befreite die gestauten Wassermassen. Noch gegenwärtig ist die Radotiner Ebene bei Hochwasser häufigen Überflutungen ausgesetzt.

Wenn die Moldau auch bei Prag und jenseits der großen Krümmung von Lieben innerhalb des silurischen Gebietes bleibt und weiter bis Kralup noch in einer engen Schlucht mit steilen Schieferwänden, durchbrochen von Lyditklippen und schroffen Grünsteingängen, ihren Lauf nimmt, so ändert doch die umgebende Landschaft bereits allmählich ihren Charakter. Ebenflächig und horizontal legt sich im Nordosten auf die Schiefer der grobkörnige Kohlensandstein bei Kladno und dann mit scharf markierten Rändern der Quadersandstein und der Plänermergel der Kreideformation. Ihre Ausläufer reichen bis in die unmittelbare Nähe von Prag. Die linken Zuflüsse der Moldau haben hier die Kreidedecke bis in die silurische Unterlage durchsägt und in mehrere gesonderte Plateaus abgeteilt. Von dem nördlichen Kreideplateau bei Horomjerzitz trennt das wilde Scharkatal die Hochfläche des schlachtenberühmten Weißen Berges, der seine Ausläufer bis an den Steilrand mit der Laurentiuskapelle knapp über die Prager Kleinseite entsendet. Eine weitere kleine Kreideinsel wird durch das Koszizer Tal bei Motol losgetrennt. Sie trägt die kleine Anhöhe, welche die sagenhafte Mädchenburg Djewin von Libuschas Mägden (Dívčí Hrady) getragen haben soll.

Überschaut man die Umgebung von Prag von irgend einem dominierenden Punkte, wie etwa vom Laurentiusberge, so bietet freilich die türmereiche Stadt, welche sich in der Flußbiegung ausbreitet und in den Vorstädten theatralisch ansteigt, gegenüber den imponierend ausgedehnten, massigen und hochragenden Gebäudegruppen des Hradschin einen herrlichen Anblick; in der Landschaft aber vermißt man schroffe und belebtere Formen. Das Wellenland gegen Südwest mit der Eintönigkeit seiner Kuppen, in dem das mittelböhmische Waldgebirge ansteigt, macht vielleicht einen noch ermüdenderen Eindruck als die Ebenen gegen Nordwest und gegen Nordost. Dort mahnt der aufsteigende Rauch der Schlote an die Nähe der Kohlengruben und von Brandeis und Altbunzlau her grüßen die beiderseitigen grünen

Gelände des Elbestromes. Man muß sich in die Täler und besonders in die Wasserrisse des Kalkgebietes begeben, wenn man sich abwechslungsreicher Felsenlandschaft erfreuen will. In weiterer Ferne sind nordwestlich die vulkanischen Kuppen und Kegel ausgestreut und in Reihen geordnet, ihnen allen voran der einzeln aufragende Rzip oder Georgsberg südlich von Raudnitz. Aber noch viel näher kommen die Basalteruptionen gegen Prag heran und bilden die Höhe von Winarzitz nördlich von Kladno, die freilich in der Ferne nicht als Eruptionspunkt erkannt werden kann. Ein unabsehbares Hügelland führt allmählich zu dem blaßblauen Streifen, mit welchem die nördlichen Randgebirge Böhmens den Horizont umsäumen.

Wie kaum ein zweites Land bildet das Königreich Böhmen ein von natürlichen Grenzen umrandetes, in sich geschlossenes Ganze und die Lage seiner Hauptstadt erscheint, wie kaum die einer zweiten von der Natur vorgezeichnet. Oft ist Prag in dieser Hinsicht als Schulbeispiel angeführt worden. Naturgemäß an der zentralen Hauptwasserader gelegen, findet die Hauptstadt erst Raum, nachdem der Strom das enge Tal des Urgebirges verlassen und in einer großen Biegung eine Ausweitung bewerkstelligt hat. Zugleich mit dem Herannahen an die Kreidedecke öffnet sich auch das umgebende Land; denn auch wo der transgredierende Sandstein entfernt wurde, bleibt die Wirkung der Transgression unverkennbar in der Einebnung und in dem Absinken der Oberfläche. Das Land liegt bereits vollkommen offen da gegen die zweite Hauptwasserstraße, gegen die Elbe, welche das nordöstliche Kreidebecken entwässert und sich unweit nördlich von Prag, bei Melnik mit der Moldau vereinigt. Die erste Anlage der Stadt ist aus den Ansiedlungen im Schutze mehrerer Burgplätze hervorgegangen, welche in den steileren Felsabstürzen unterhalb der Kalkklippen von Branik und oberhalb der großen Schlinge von Lieben in grauer Vorzeit errichtet worden waren. Die südlichste, die sogenannte Mädchenburg, war schon zu Beginn der historischen Zeit eine Ruine; am rechten Ufer stand die alte heilige Königsburg, der Wischehrad, auf senkrecht abfallendem Grauwackensandstein; ihre Vorherrschaft und Bedeutung fällt ebenfalls in die ältesten Zeiten und schon zur Zeit des ersten Przemysliden wurde sie von der Prager Burg, dem Hradschin, an Bedeutung übertroffen. Zwischen diesen einzelnen Burgen entstanden die Ortschaften auf beiden Seiten des Flusses; sie haben sich erst verhältnismäßig spät zu dem großen Gemeinwesen vereinigt.

Hier soll zunächst nur der ältere paläozoische Anteil der Umgebung von Prag näher besprochen werden. Von den breiten azoischen Schieferstreifen im Norden und im Süden war bereits oben die Rede. Im Norden sind sie zum größten Teile unter der Kreidedecke verhüllt und nur in tiefen Schluchten treten sie zu Tage. Im Süden bilden sie von der Moldau westwärts gegen Rziczan und Auval ausgedehntes Hügelland mit einer gleichmäßigen Hülle von Verwitterungslehm. Diese harten und splittrig zerfallenden Gesteine bilden die einsamen, oft schluchtartigen und wasserarmen Täler mit den steinigen und baumlosen Gehängen, welche für die Umgebung von

Prag charakteristisch sind, wie z. B. das Scharkatal im Norden und die Schlucht von Modrzan im Süden.

Von den Silurinseln, welche abseits vom großen zusammenhängenden Senkungsgebiete sich zwischen Rziczan und Mnichowitz an den Granit anlehnen und zwischen Zewanowitz und Wodjerod umschlossen werden, ist bereits oben im Zusammenhange mit der Frage nach dem Alter des Granites die Rede gewesen (S. 54). Nach KATZER gehören sie den tieferen Stufen des Untersilur ($d_1\ \gamma$ und d_2) an.

Die nähere Umgebung von Prag und die Hauptstadt selbst liegen im nördlichen Flügel der untersilurischen Schiefer und Sandsteine. In den Schluchten im Westen der Stadt tauchen die beiden Streifen mit der verdoppelten untersilurischen Schichtserie wieder auf, welche bei Ptitz und weiter östlich unter den Quader- und Plänerbildungen verschwunden waren. In der Scharkaschlucht sind es die Tuffe, Grünsteine und Eisensteine der äußeren Zone d_1; knapp angelehnt an die steilen Kieselschieferklippen ziehen sie bis Podbaba an der Mündung dieses Tales; darüber liegen, namentlich bei der sogenannten „Jeneralka“, die dunklen Schiefer mit den bekannten versteinerungsführenden Konkretionen ($d_1\ \gamma$.) Beim Bahnhofe von Bubentsch ragen aus den Alluvien in der engen Biegung der Moldau einige Hügel dieser Schiefer hervor. Bei der Ortschaft Troja setzten sie über den Fluß, wie bisher im Süden begleitet von den Quarziten der Stufe d_2, die hier steile Felswände bildet und im Norden überragt wird von den Kieselschiefern, welche im Ladwiberg zu dominierender Höhe ansteigen. Bei Troja schalten sich im Liegenden der Schiefer noch Grünsteine und Tuffe mit den Brachiopoden der Stufe $d_1\alpha$ ein. Bis gegen Brandeis kommen die Schiefer der Stufe d_1 unter der Kreide stellenweise zum Vorschein, zumeist begleitet von den Quarziten d_2. Das Schloß Brandeis selbst steht auf einer Quarzitkuppe, die aus dem umgebenden Quadersandstein hervortaucht. Sämtliche drei Stufen der Abteilung d_1 scheinen hier mit nordwestlichem Fallen den Quarziten aufzulagern und selbst wieder die Lydite des Zabityhügels in unmittelbarer Anlagerung zu unterteufen. Soviel die aus dem Lehm hervorragenden Kuppen erkennen lassen, fällt hier die ganze Serie verkehrt ein und entspricht ihrer überkippten Lagerung nach durchaus nicht dem Außenrande eines Beckens. Ein breiteres Band bilden die glimmerigen Grauwackenschiefer der Zone d_4 im Süden der Scharkaschlucht, auf den Gehängen des Hradschin, in den Abhängen des Belvedere in Prag und in den Felsen, welche die Moldau bei Lieben im weiten Bogen bestreicht. Südlich vom Weißen Berge bei Motol und im Tale abwärts streichend bis zum Fuße des Laurentiusberges zieht noch ein schmales Band weicher Schiefer und Quarzite der Stufe d_5. Bei Motol enthalten sie eine kleine Partie obersilurischer Graptolithenschiefer, eine der unten näher zu besprechenden sogenannten Kolonien.

In der Fortsetzung der langen Bruchlinie, welche von Hyskov bei Beraun bis gegen Horzjelitz und Duschnik die tiefsten und die obersten Lagen

des Untersilur aneinander bringt, folgen im Koszizer Tale bei Motol unmittelbar auf die Zone d_5 die petrefaktenführenden Schiefer d_1 γ, und felsig aufragend schließen sich daran die Quarzite d_2. Die Bruchlinie geht mitten durch das Stadtgebiet, und zwar vom Fuße des Laurentiusberges in Smichov über Emaus, quer über den Karlsplatz durch das Gebiet des Franz Josefs-Bahnhofes an den Fuß des Ziskaberges. An mehreren Punkten ist im Stadtgebiete das Durchstreichen der Schiefer $d_1\,\gamma$ im Süden der Grauwackenschiefer d_4 vom Belvedere durch Petrefaktenfunde nachgewiesen,[1]) so in der Karlsgasse in Smichow, unterhalb des Laurentiusberges, beim Kloster Emaus, bei der technischen Hochschule in der Stephansgasse, beim Franz Josefs-Bahnhofe und noch weit im Osten auf den Feldern bei Hloupetin knapp an der Kreidegrenze. Quarzite d_2 folgen den Schiefern, zu einer Antiklinale gestaut und stellenweise als kleine Klippen aufragend über den Garten des Krankenhauses, zum Ausgange des Tunnels beim Franz Josefs-Bahnhofe und gegen die Höhe nördlich von Wolschan.

Dem breiten Streifen der Grauwackenschiefer d_4, der sich im Süden der Kreidedecke auf die Quarzite d_2 legt, gehört das mächtige Eisenerzlager von Nuczitz an. Es zieht sich aus der Gegend von Vrasch nordöstlich von Beraun bis Imoczan und ist nicht nur von großer ökonomischer Bedeutung, sondern auch in zweifacher Hinsicht geologisch lehrreich: einerseits als schönes Beispiel einer sedimentären, fossilführenden Erzlagerstätte und anderseits durch die zahlreichen nordsüdlichen Blattverschiebungen und Schichtknickungen, welche hier durch den Bergbau genau erschlossen wurden und einen Begriff geben von der weitgehenden Zerstückelung und verwickelten Detailtektonik.[2])

Wenig mächtig an den beiden ausgehenden Enden, schwillt das Lager gegen die Mitte zu gewaltig an und ist in dem Tagbaue bei Nuczitz in der imponierenden Mächtigkeit von 18 *m* aufgeschlossen. Dem allgemeinen Baue des Gebietes entsprechend, taucht das Flötz stellenweise ganz flach, in der Regel jedoch unter einem wechselnden Winkel von 30—60° südwärts unter die Oberfläche und vom Tagbau aus überblickt man in der Niederung gegen das Radotiner Tal eine Anzahl von Schachtanlagen, welche die abgesunkenen Flötzteile ausbeuten. Das Flötz besteht vorwiegend aus sogenanntem Chamoisit mit oolitischer Struktur (wasserhaltigem Tonerde-Eisensilikat mit etwas Magnesia), ist wohl geschichtet und geht allmählich vertaubend in die hangenden und liegenden Quarzite und Grauwackenschiefer über. In den ausgehenden Flötzteilen, die gegenwärtig größtenteils bereits abgebaut sind, ist das Erz in oolitischen Limonit verwandelt.[3])

In Prag erscheint diese zweite Zone der Grauwackenschiefer an dem felsigen Abhange des Wischehrad mit schönen Faltungen und vielen kleinen

[1]) KATZER, Geologie von Böhmen, S. 865.

[2]) VÁLA und HELMHACKER, Die Eisensteinvorkommnisse in der Gegend zwischen Prag und Beraun. Archiv f. naturwiss. Landesdurchforschung Bd. I. Prag, 1874.

[3]) E. BÄCHLER, Über das Nuczitzer Erzlager bei Kladno in Böhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1887, S. 363 u. 371.

Verwerfungen der Schichtbänke und zieht sich dann in Form einer antiklinalen Aufwölbung über die Vorstädte Weinberge und Wrschowitz gegen Chvaly unter die Kreidedecke.

Von Smichov südwärts, entlang dem linken Moldauufer, nähert man sich den inneren und hangenden Teilen des Senkungsgebietes; in rascher Aufeinanderfolge erscheinen bis Hluboczep südwärtsfallend immer höhere silurische und devonische Horizonte und hier gibt ein Spaziergang von wenigen Stunden Gelegenheit, die Stufen *E* bis *H* in ihren wichtigsten Vertretern kennen zu lernen.

Gegenüber dem Felsen von Wischehrad ist das kleine Tal von Radlitz bei Smichov noch in die untersilurischen Schiefer von d_4 und d_5 eingeschnitten. Auf einer selbständigen Kuppe noch vor dem eigentlichen Anstiege zum Kalkberge der „Divczi Hrady“ erscheinen, hier weniger mächtig als anderwärts und mit gleichsinnigem Südfallen den glimmerigen und knotigschiefrigen Sandsteinen aufgelagert, die schwarzen Schiefer e_1; selten wird man auf der frischen Schieferungsfläche, nach der sich die oberflächigen Bruchstücke leicht bis zu dünnsten Blättchen zerspalten lassen, die zarte Zeichnung der Graptolithen vermissen. Schon im Anstiege zu dieser Kuppe verkünden häufige Bruchstücke dunkler, blasiger Grünsteine die für diese Stufe des Obersilur bezeichnenden Einlagerungen basischer Eruptivgesteine.

Ein kleiner Graben durchschneidet schräg das Schichtstreichen zwischen dieser Kuppe und den Steinbrüchen, welche den Schichtbau der Gehänge der Divczi Hrady in großartiger Weise bloßlegen. Hier ist der allmähliche Übergang der Schiefer e_1 zu den Kalken e_2 aufgeschlossen. In den hangenden Partien der Schiefer erscheinen zunächst größere und kleinere wohlumgrenzte rundliche Knollen und Brodlaibformen von dichtem Kalk, die sich zuerst zu längeren Linsen und später zu dünnen Kalkbänken zusammenschließen. Allmählich nehmen die Graptolithenschiefer, welche zwischen die fossilreichen Kalke eingeschaltet sind, an Mächtigkeit ab, bis in der Stufe e_2 die Kalke fast alleinherrschend werden. Lange Zeit herrschte große Unsicherheit über die Abgrenzung der beiden Stufen e_1 und e_2, indem die Übergangsschichten bald der oberen und bald der unteren Abteilung zugezählt wurden. Jahn glaubt sie als eine besondere, auch durch eine eigene Crinoidenfauna ausgezeichnete Stufe ($e_1\beta$ Budnianer Knollen- und Plattenkalke mit Schiefereinlagen) abtrennen zu können.[1]

Über den wenig mächtigen grauen Kalken e_2 mit Cardiola interrupta, reichlichen Cephalopoden und Pygidien von Calymene erscheinen am Abhange der Divczi Hrady lichte Kalke als Vertreter der Stufe *F*. Sie mögen hier der höheren Barrandeschen Unterabtheilung f_2 angehören. Über die Gliederung dieser Stufe ist übrigens noch nicht das letzte Wort gesprochen. Während nämlich Kaiser und ihm folgend Katzer die untere Abteilung f_1 der dunkeln Kalke mit reichlichen Tentaculiten noch zum Obersilur rechnen

[1]) J. J. Jahn. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der mittelböhmischen Silurformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 411.

und die weißen Kalke f_2 mit den zahlreichen Brachiopoden und den Pygidien von Bronteus und Dalmanites Hausmanni, wie sie bei Konjeprus, Slivenetz und Tetin auftreten, als unterstes Devon betrachten, ist von anderen Autoren die Ansicht ausgesprochen worden, daß beide Abteilungen nur fazielle Vertretungen derselben Stufe seien; denn stets ist eine der beiden Abteilungen auf Kosten der anderen besonders mächtig entwickelt und an vielen Punkten des Kalkgebietes ist nur die eine oder die andere der beiden Stufen vorhanden. Die besonders spärliche Vertretung der Stufe *F* im nördlichen Flügel des Hluboczeper Profiles dürfte wohl ihre Ursache in einer Verwerfung haben, in welcher die Knollenkalke der Divczi Hrady sehr knapp an die obersilurischen *E*-Kalke von Slichov gebracht worden sind.[1])

In großer Mächtigkeit nehmen die dünngeschichteten Knollenkalke g_1 mit Orthoceren- und Trilobitenspuren fast das ganze Gehänge der Divczi Hrady ein; ihr Einfallen hat sich gegen Südwest gewendet, so daß die Schichtköpfe aus dem Gehänge heraustreten.

Sie ziehen sich bis Slichov herunter und hier kommt am sogenannten „weißen Felsen" unter der Kirche, knapp an der Moldau, noch einmal eine kleine, stockförmige Masse von Kalken der Stufe f_2 zum Vorschein, bergwärts unter die Knollenkalke hinabtauchend. Auf der Höhe des breiten Rückens beschreiben die Knollenkalke eine deutliche flache Synklinale und nach einer doppelten Biegung fallen sie mit den breiten, in den Steinbrüchen weithin sichtbaren Schichtflächen hinab in das Tal von Hluboczep. Als eine deutliche Furche gibt sich das Durchstreichen der weicheren Tentaculitenschiefer g_2 zwischen den steilen Bänken der beiden Knollenkalke g_1 und g_3 zu erkennen. Die letzteren springen unmittelbar hinter den Gärten von Hluboczep mauerartig aus dem Gehänge hervor und ein steiler Klippenzug von grauen und grünlichen Kalken mit Goniatiten und Phragmoceras setzt sich weiter fort in das Innere des Prokopi oder Hluboczeper Tales. Am Talausgang dagegen schwenkt der Klippenzug gegen Süden und Südwest als sogenannter Hergetfelsen und hier von Süden her gegen das Tal einfallend, bildet er gleichsam den steilen Rand einer tiefen Schale, welche von drei Seiten her das Tal umfaßt und in deren Tiefe sich die tonigen, weichen Algenschiefer der obersten böhmischen Devonstufe *H* ausbreiten (Fig. 27). Vortrefflich läßt sich der Bau dieses Gebietes, welches Barrande für die Mitte seiner Silurmulde hielt, überblicken.

Ebenso wie am Nordflügel bilden im Anschlusse an die buntgefärbten Knollenkalke g_3 die Tentaculitenschiefer eine sanfte Terrainfurche. Der Bach, anfangs die Mitte der Schale im Gebiete der Algenschiefer einhaltend, bricht bei Hluboczep südwärts durch die Mauer der g_3-Kalke, folgt eine Strecke weit der Furche der Tentaculitenschiefer und fließt zur Moldau über den Scheitel des spitzen Bogens der Kalke g_1, welche von den Divczi Hrady im Norden und vom Berge Habrova im Süden kommend sich als

[1]) Katzer, Geologie von Böhmen, S. 973, Fig. 466.

zweiter breiter Schalenrand am engen Talausgange bei der Rotmühle und bei Schwagerka zusammenschließen.

Am jenseitigen Moldauufer, am Felsen von Branik, erblickt man abermals die gegen Nordwest geneigten breiten Schichtflächen von g_1, welche in großen Steinbrüchen bloßgelegt sind. Sie stellen die Fortsetzung des äußeren Bogens dar, welcher vom linken Ufer herüberstreicht. Aber der Scheitel des Bogens wird von einer bedeutenden Verwerfung schief abgeschnitten. Die Knollenkalke g_1 liegen normal über den Stufen F und E, aber statt der jüngeren Devonstufen schließen sich unmittelbar an die Steilwand des Braniker Felsens, durch eine Bodensenke gekennzeichnet, die

Fig. 27. Muldenförmige Lagerung der Devonschichten bei Hluboczep nach Barrande. g_1, g_3 Knollenkalke, g_2 Tentaculitenschiefer, H Algenschiefer.

untersilurischen Grauwackenschiefer d_5 und in einer zweiten synklinalen Mulde bauen sich im Dvoretzer Felsen vor dem Wischehrad von neuem die obersilurischen und unterdevonischen Zonen (E_1—G_1) auf (s. Profil Fig. 28). Die Knollenkalke G_1 haben ehemals in synklinaler Zusammenfaltung den ganzen Gipfel des Dvoretzer Felsens gebildet.

Kehren wir zum Hluboczeper Profile am linken Moldauufer zurück. Beim Talausgange westwärts, dann gegen Nordwest und dann Nord geneigt, steigen die grauen, grünlichen oder auch rötlichen, dünnschichtigen Knollenkalke an zum Habrowaberge. In der Fortsetzung der Schichten vom Braniker Felsen und quer über die Moldau herüberstreichend, bilden knapp am Flusse typisch und mächtig die schwarzen schiefrigen Kalke f_1 eine steile Felswand.

In ihrem Hangenden befinden sich rötliche Kalke mit crinoidenreichen Einschaltungen, stellenweise mit vielen Stücken von Phacops fecundus und Bruchstücken von Cheirurus. Da diese Arten in f_1 und in f_2 vorkommen, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob f_2 hier vertreten ist. Die Hauptmasse von f_1 besteht aus grauen und schwarz gebänderten schiefrigen Kalken; die hangenden Bänke sind ebenflächig gelagert; die große Felswand aber, welche eine Tafel zum Gedächtnis Barrandes ziert, zeigt eine höchst abenteuerliche und verworrene Zickzackfältelung der Gesteinsschichten, ein treffliches Beispiel für den Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Einzelheiten im Gebirgsbau. Die Bänke der Knollenkalke mögen bei der Zusammenfaltung als starre Massen geichsam über den f_1-Kalken abgeglitten sein, während die letzteren infolge der Einschaltung von schiefrigem Zwischenmittel zwischen dünnen Kalkbänkchen eine förmliche Durchknetung der ganzen Gesteinsmasse erfahren konnten.

Noch vor dem Gasthause Wiskoczilka sind in den tiefen Einschnitten des Gehänges die dunkeln Orthocerenkalke von e_2 bloßgelegt, stellenweise

Emaus
Vyschehrad
Dvoretzer Felsen
Braniker Felsen
N
S
n
n
G-g1
e1 e2 F
F e2 e1
d1 d2 d3 d4 d5 Di d5 Kol d5 g1 F e2 e1 Di d5 Di d5

Fig. 28. Profil durch das östliche Ende der Kalkmulde am rechten Moldauufer bei Prag nach Krejči und Feistmantel.

d_1—d_5 Untersilur, e_1, e_2 Obersilur, *F*, *G* Devon, *Di* Diabas, *n* Eluviallehm der Höhen.

ebenso schön gefältelt wie die Kalkschiefer von f_1. Sehr groß ist in diesem Flügel des Profiles die Mächtigkeit der Grünsteinlager in der Graptolithenstufe e_1. Eine Reihe von mächtigen Ergüssen und Tufflagen wechselt mit den schwarzen Schiefern mit Kalksphäroiden, bis am Fuße des Hügels, welcher das Kirchlein St. Johann trägt, an der Eisenbahn in sanften, welligen Aufbiegungen und flacher Lagerung die untersilurischen Quarzite zum Vorschein kommen. Man sieht hier ganz deutlich, daß die tiefsten Diabaslager noch mit den höchsten, lichtgelben Schichten von Quarzsandstein wechseln. Das Gehänge bei Groß-Kuchel und am Beraunflusse über Radotin hinaus bilden feinkörnige, glimmerige, grünliche Schiefer der Stufe d_5, wechsellagernd mit gelblichen Quarzitbänken, hie und da mit Einschaltungen von schwarzen Schiefern, welche dann reich sind an Resten von Trinucleus Goldfussi und anderen Trilobiten. Lokale Einfaltungen am Ausgange des Tales von Groß-Kuchel stören nur wenig die Regelmäßigkeit der Lagerung im großen.

Wenig oberhalb Kuchelbad erscheinen im grünlichen Sandsteinschiefer plötzlich wieder Spuren von Diabas, dann mit steiler Schichtstellung eine mächtige Lage von schwarzen Schiefern mit den Kalksphäroiden und den

obersilurischen Fossilien; in etwas flacherem Winkel nordwestfallend folgen darunter bald wieder die schiefrigen Quarzsandsteine. Eine zweite ähnliche Einschaltung von Graptolithenschiefer mit Grünsteinlagern befindet sich am Gehänge wenig weiter südwestlich in der Richtung gegen Radotin. Es sind dies Beispiele jener in der weiteren Umgebung von Prag recht häufigen, merkwürdigen Stellen, an welchen ganz unvermittelt innerhalb des breiten Gürtels der Stufe d_5 die Gesteine der Stufe e_1 als schmale Bänder auftauchen und welche BARRANDE mit dem Namen der „Kolonien" belegt hat. (Kolonie KREJČI und Kolonie HAIDINGER.) Schon allein des jahrelangen und hartnäckigen Streites halber, welcher zwischen BARRANDE und den Geologen der Reichsanstalt LIPOLD und KREJČI um die Deutung dieser sonderbaren Vorkommnisse geführt wurde, verdienen sie eine kurze Besprechung, aber auch an und für sich, als eigentümliche tektonische Erscheinung sind sie einer besonderen Aufmerksamkeit wert.

BARRANDE suchte die örtlichen Einschaltungen einer jüngeren Fauna in den untersilurischen Schichten zu erklären durch eine zeitweise Einwanderung aus einem gesonderten Faunenbezirke, dessen gesamte Tierwelt aber erst später, zu Beginn des Obersilur, von dem böhmischen Meeresgebiete endgültig Besitz ergriff. KREJČI war der erste, der nach den Beobachtungen bei Motol und dann bei Groß-Kuchel und bei Trzeban die Einschaltungen als tektonische Erscheinungen erklärte. Später lieferte LIPOLD auf HAIDINGERS Veranlassung einen sehr eingehenden Bericht und zahlreiche Argumente zu Gunsten der tektonischen Erklärung der sogenannten Kolonien. HAIDINGERS Wunsch, die Frage zu einer endgültigen Entscheidung zu führen, wurde dadurch freilich nicht erfüllt und mit außerordentlicher Zähigkeit verteidigte BARRANDE seinen ersten Standpunkt durch viele Jahre. Ja nach späteren Äußerungen KREJČIS und LIPOLDS[1]) könnte man glauben, daß selbst diese ersten Gegner BARRANDES sich zur Anerkennung der Kolonien bekehrt hätten. Dennoch kann gegenwärtig, nachdem aus anderen Gebirgen noch weit bedeutendere und verwickeltere Lagerungsstörungen in größter Zahl und Mannigfaltigkeit bekannt geworden sind, BARRANDES Kolonienlehre als allgemein aufgegeben gelten und LIPOLDS ersten Argumente haben nicht an Überzeugungskraft verloren.

Das Hauptgebiet der sogenannten Kolonien zieht aus der Gegend von Groß-Kuchel am Südostrande des Kalkgebietes über Radotin und Vonaklas noch über Trzeban an der Beraun und bis in das ausgedehnte Gebiet der Graptolithenschiefer bei Litten. Hier zeigte LIPOLD, daß sich viele der vereinzelten Einschaltungen von Graptolithenschiefer im Grauwackenschiefer zu gemeinschaftlichen, längeren Streifen verbinden lassen, die mit parallelem Verlaufe der allgemeinen tektonischen Hauptrichtung folgen. Wie es einer Einkeilung oder Einfaltung einer jüngeren in eine tiefere Schichtlage entspricht, nehmen die Einschaltungen von Graptolithenschiefer an Breite und Mächtigkeit zu in dem Maße als das Gebirge gegen Südwest ansteigt. In

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 363.

der Gegend von Litten sind sie am breitesten und mächtigsten, ja sie verwachsen hier sogar mit dem zusammenhängenden Zuge von e_1, der ringsum die Basis des Kalkplateaus bildet. Die Gleichalterigkeit der streifenförmigen Einschaltungen mit dem obersilurischen Hauptborizonte kann demnach als erwiesen gelten.

Am schwersten fällt gegen die Kolonienlehre die scharfe paläontologische und petrographische Trennung der Einschaltungen ins Gewicht; nirgends vermischt sich die Fauna von e_1 mit denen von d_4 oder d_5. Die Gesteine der „Kolonien" sind vollkommen identisch mit denen des Haupthorizontes

Fig. 29. Lagergang von Diabas im Graptolithenschiefer.
Kolonie Hodkowiczka südlich von Prag.

von e_1; es sind dieselben dunkeln dünnblättrigen Schiefer, mit den gleichen Kalksphäroiden, welche stellenweise den Übergang zur Stufe e_2 kennzeichnen. Die Gänge und Lager von Diabas fehlen kaum irgend wo in den Schiefern der Kolonien und sind auch hier in der Regel vollkommen konkordant den Schiefern eingelagert, wie man das z. B. an den Kolonien am rechten Moldauufer bei Vinitze, nördl. Modrzan, bei Hodkowiczka und bei Branik sehr gut sehen kann, denn hier sind gerade wegen der Verwertung der Diabase zu Schottermaterial die Kolonien innerhalb der Grauwackenschiefer durch Steinbrüche bloßgelegt (Fig. 29).

An vielen Punkten hat Lipold gezeigt, daß sich die Einschaltungen bei sorgfältigerer Aufnahme nicht als vollkommen konkordant, manchmal sogar als scharf abgeschnitten erweisen. In manchen Fällen aber ist die

Gleichförmigkeit der Lagerung sehr überraschend und man kann von einem weiteren Studium der Kolonien noch manche Belehrung über die Mechanik der Gesteinsbewegung und vielleicht über die Entstehung und das Verhalten der Schieferung in solchen Sedimenten erwarten.

Das Kalkgebiet.

Die obersilurischen und devonischen Sedimente bilden ein einheitliches und in sich geschlossenes Gebiet von eigenem Charakter. Der bemerkenswerte Gegensatz zu den weit ausgedehnteren, umgebenden Gebirgen beruht auf dem Vorwiegen kalkiger Gesteine.

Die Niederung der Grauwackenschiefer d_5 umgibt rings gürtelförmig das Kalkgebiet. Im Südwesten legt sich die Littawa in die Niederung und umfaßt im Vereine mit der rechts zufließenden Chumava die südwestlichen obersilurischen und devonischen Ausläufer. Im Süden spielt der Bach von Lhota und in seiner geradlinigen Fortsetzung die Beraun von Trzeban abwärts eine ähnliche Rolle. In diesen Strecken bis zur Moldau bei Kuchelbad heben sich die Kalkfelsen allenthalben recht scharf aus der Niederung. An der Nordwestgrenze fehlt eine solche Erosionsfurche und das Kalkgebiet verschmilzt mit dem flachen Schieferhochlande bei Nuczitz und Trzebonitz; doch ist der Gegensatz der Landschaft kaum weniger scharf, wo die das Kalkgebiet durchquerenden Wasseradern, die Beraun, der Bach von Hostin und der Bach von Radotin aus breiteren bebauten Talweiterungen in die engeren Furchen eintreten, deren kahle Felsgehänge das Schichtgefüge des Gebirges auf weite Strecken bloßlegen.

Der enorme Fossilreichtum, die schöne Gliederung des Schichtkomplexes in mehrere eigenartige und nicht allzu mächtige Stufen, von denen einzelne kaum deutlicher gekennzeichnet sein könnten, der Gebirgsbau, der — bei weitem nicht so großartig wie in jüngeren Kettengebirgen — trotz der vorherrschenden großen Züge in den Einzelheiten ungemein reich ist an Abwechslung und an kleinen Rätseln und bei aller Deutlichkeit Schritt für Schritt die volle Aufmerksamkeit des Beobachters erfordert, machen das mittelböhmische Kalkgebiet gerade wegen seiner Schwierigkeiten zu einem besonders fesselnden und dennoch dankbaren Exkursionsfelde, welches auch des landschaftlichen Reizes nicht entbehrt.

Lockere Sand- und Schottermassen breiten sich über die Höhen, tonige Sedimente, zum Teil feuerfeste Töpfertone, wie bei Hluboczep und Slivenetz oberhalb Kuchelbad, werden westlich und östlich von Tachlowitz bei Mezoun und bei Dobrzisch zur Chamottewaren-Fabrikation abgebaut. Sowohl im Schottermaterial[1]) als auch in den Tonen haben Pflanzenreste die Zugehörigkeit zum untersten Cenoman, zu den Perutzer Schichten erwiesen; es sind die teilweise aufgelockerten und zerrütteten Reste der einstmals zusammenhängenden Kreidedecke.

[1]) A. Liebus. Über ein fossiles Holz aus der Sandablagerung Sulawa bei Radotin. Sitzungsber. d. deutschen naturwiss.-mediz. Vereines f. Böhmen, Lotos 1901, Nr. 1.

Der Durchschnitt, welchen wir bereits am nordöstlichen Ende des Kalkgebietes der Moldau kennen gelernt haben, erscheint im Vergleiche zu den weiteren Durchschnitten entlang der inneren Quertäler vereinfacht und reduziert. Schon im Tale von Radotin ist der Streifen der Algenschiefer verdoppelt; unterhalb Tachlowitz, nachdem der Bach aus flachen Feld- und Wiesengründen zwischen die steileren, buschbewachsenen Abstürze gedrungen ist, schichten sich südwärts fallend die obersilurischen und devonischen Stufen regelmäßig übereinander bis zur Synklinale der Algenschiefer *H*. Bänke von Knollenkalk, welche aus den ebenen Wiesen im Talgrunde und aus den Gärten bei Chejnitz steil, fast senkrecht emporragen, erinnern lebhaft an

Fig. 30. Kalklandschaft. St. Ivan bei Beraun.
Im Hintergrunde Kalkbank f_2 gegen den Beschauer einfallend. Im Vordergrunde Knollenkalke g_1.

den Schalenrand bei Hluboczep, dessen Fortsetzung sie in der Tat vorstellen. Unterhalb Chejnitz aber liegen die Knollenkalke *G*, welche den Südflügel der Antiklinale bilden und wieder sehr steil werden; nochmals erscheint die Stufe g_2, hier besonders mächtig und von einem Diabasstocke durchbrochen.

Nach einer Verwerfungszone bei der Chotetzer Straße, in der die mitteldevonischen Kalkzonen in steilen Schichtstellungen aneinander gerückt sind, kommt in einer flachen Mulde zum zweiten Male die oberste Stufe *H* zum Vorschein. Knollenkalke (g_1 und g_3) und Tentaculitenkalke (g_2) beherrschen von Chotetz abwärts die Talwände, stellenweise in steile Falten gepreßt, stellenweise in flacheren Bögen weit ausgreifend, und wo das vielgewundene Tal der Streichungsrichtung folgt, scheinbar fast horizontal gelagert. Strecken-

weise erscheinen im Talgrunde auch die obersilurischen Kalkstufen, bis sie sich im Slivenetzer Steinbruche (bei Lochkow) wieder steil aufrichten und sich in regelmäßiger Folge steil nordfallend die einzelnen Zonen bis zu den Graptolithenschiefern mit ihren Grünsteinlagen zu einem Gegenflügel des zwischen Chejnitz und Tachlowitz südfallenden Schichtkomplexes zusammenfügen. Aber noch einmal wird die Schichtfolge durch eine große Verwerfung unterbrochen und noch einmal bilden die Knollenkalke g_1 die Wände der großen Steinbrüche an der linken Talseite, scheinbar unter die Grünsteine und Graptolithenschiefer einfallend. Erst von hier an ist der äußere nordgeneigte Flügel zusammenhängend zu verfolgen bis an die untersilurischen Grauwackenschiefern d_5, welche noch auf eine ziemliche Strecke den Talausgang bei Radotin bilden (Fig. 31).

In kleineren Quertälern von ähnlichem Charakter kann man die wichtigsten tektonischen Hauptzüge, die sich in der doppelten Wiederkehr der *H*-Schiefer offenbaren, sehr gut verfolgen; auch auf den zwischenliegenden Hochflächen sind sie in Form flacherer Senkungen zwischen den Kalkfelsen

Tachlowitz Škrabek Chotetz Vruticky-Mühle Lochkov Radotin
NW SO

Fig 31. Profil durch das Kalkgebiet im Radotiner Tale nach Krejči und Feistmantel. *Di* Diabas, *D, F, G, H*, silurische und devonische Schichten.

ausgeprägt. Der nördliche Streifen erstreckt sich bis über das Tal von St. Ivan (Katschitzer Tal), der südliche bis an das rechte Ufer des Berauntales.

Wandert man von Beraun auf der neuen Straße gegen Hostin, so quert man erst die ebenflächig südostfallenden Graptolithenschiefer mit zahllosen, wechselnd mächtigen und konkordant eingeschichteten Diabaslagergängen. Hie und da ist die Kontaktwirkung durch das Auftreten der weißen Spilosite und Adinole nachweisbar. Von der Höhe der Straße auf dem Kalk e_2 stehend, übersieht man die Talweitung des Baches von St. Ivan mit dem Dorfe Hostin, in welcher sich die Algenschiefer ausbreiten. Im Norden und im Süden blicken die Bänke von Knollenkalk aus den Waldbergen, jenseits des Tales beiderseits deutlich gegen das Dorf zu einfallend. Es ist das Südwestende der Synklinale, welche mit so markanten Zügen bei Hluboczep an der Moldau beginnt. Freilich ist hier das zentrale Schieferbecken viel breiter und die beiden Kalkflügel scheinen flach auseinander gedrückt. Der Beschauer muß einen entfernteren Standpunkt wählen, um beide Flügel gleichzeitig überblicken zu können. Im Katschitzer Tale, von Hluboczep aufwärts, durchquert man die verschiedenen Zonen von *G*, und die beiderseitigen Felswände zeigen manche schöne Beispiele von enger Faltung und Fältelung, trotz des im großen gleichförmigen Südfallens.

Wenig talaufwärts liegt im romantischen Waldtale in echter Kalklandschaft das ehemalige Benediktinerstift St. Ivan (Fig. 30, S. 144). Über dem kleinen Dorfe erhebt sich in einer Flußbiegung die mächtige Bank der weißen Korallenkalke f_2, deren nordwärts blickender Schichtenkopf sich breit auf die obersilurischen Kalkschiefer e_2 legt. Während die Knollenkalke g_1 an den Talwänden kulissenartig vorspringen, bildet der lichte Fels von f_2 den Hintergrund dieser typischen Kalklandschaft. Gar bald wird das Bild ein sehr verschiedenes, sobald man durch eine kurze gewundene Talstrecke zu den Grünsteinen mit dem fraglichen Basaltvorkommen bei Sedletz und den Graptolithenschiefern gelangt ist.[1])

Fig. 32. Berauntal bei Tetin.
Rechts Felsen von Devonkalk (*F* und *G*).

Der vollständigste Durchschnitt durch das Kalkgebiet ist die Furche der Beraun. Freilich schneidet sie in schiefem Winkel mit mancherlei Biegungen das tektonische Streichen. Steile oder auch senkrechte Wände stürzen von dem flachen welligen Hügellande plötzlich nieder zum breiten fruchtbaren Talgrunde; est ist ein echt böhmisches Talbild (Fig. 32). Von den oberen Kanten der Gehänge überblickt man die wechselnden antiklinalen und synklinalen Faltungen und die oft unvermittelten Knickungen und Verwerfungen der einzelnen Kalkstufen der gegenüberliegenden Talseite.

Eine Unterbrechung erleiden die Abstürze dort, wo der südliche Streifen der Algenschiefer an einer großen Verwerfung über das Tal streicht. Beiderseits führen durch dieses weichere Gestein kleine schluchtartige Täler herab und am linken Ufer hat im sanfteren Gehänge das Dorf Srbsko unmittelbar am Flusse Platz gefunden.

[1]) Rosiwal, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 448. Anmerkung.

Kurz bevor die Beraun das Kalkgebiet verläßt, wo die crinoidenreichen obersilurischen Kalke e_2 in den Talwänden bei Budnian in schönen steil nordgeneigten Falten zum letzten Male auftreten, bietet eine kurze Querschlucht fast senkrecht zum Streichen geführt, einen guten Einblick in die Einzelheiten der Tektonik, welche von J. JAHN[1]) untersucht wurden (Fig. 33).

Die sehr steile Schichtstellung verkürzt bedeutend das Profil der ganzen Serie von den Graptolithenschiefern mit ihren Diabaslagern bis zum südlichen Streifen der mitteldevonischen Algenschiefer (*H*). Nach einer Wanderung von wenigen Minuten erscheint plötzlich wie aus der Erde gewachsen Böhmens berühmteste Burg, **Karlstein**, hoch aufragend über dem steil gestellten

Fig. 33. Faltungen im obersilurischen, schiefrigen Kalkstein e_2. Budnian bei Karlstein.

Schichtenkopf der Knollenkalke g_3. Ihrer Lage wegen auf dem hohen Felsen galt sie zur Zeit ihrer Gründung (1348) für unüberwindlich. Karl IV. hatte sie deshalb zum Aufbewahrungsorte der Reichsinsignien, der wichtigsten Staatsurkunden und mancher heiligen Reliquien bestimmt (Fig. 34 und 35).

Ähnlich wie sich die Quarzitzone d_2 über den Schiefern der Eisensteinzone (d_1) allmählich heraushebt und noch bei Mauth und Rokytzan vereinzelte Quarzitberge in die Schiefer eingefaltet stehen bleiben, wird auch das Kalkgebiet nahe seinem Südwestrande durch die Auffaltungen älterer Gesteine in einzelne Hügelgruppen zerrissen. Von Südwesten auf der Strecke Libomysl, Borek, Suchomast greift eine Antiklinale von Grauwackenschiefer d_5

[1]) J. JAHN. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der mittelböhmischen Silurformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 397.

tief ein in die Graptolithenschiefer. Von Osten her kommt ihr die Aufwölbung von Trzeban und Mnjenan entgegen; diese trennt den Schieferstreifen von Litten und Beletz ab vom zusammenhängenden obersilurischen Gebiete. Es ist derselbe Streifen, der sich weiter ostwärts in die sogenannten „Kolonien“ auflöst (s. oben S. 141).

Das nordöstlichste Plateau bei Tobolka am rechten Beraunufer schließt noch unmittelbar an die zusammenhängende Kalkregion an. Wie bereits erwähnt, streicht die Verwerfung, an welcher die Zone H bei Srbsko abgesunken ist, auf das rechte Ufer hinüber; in einer Schlucht, die zum Berauntale hinabführt, besteht das rechte Gehänge aus diesen Schiefern, die linke Talwand aber aus den Kalkschiefern der Stufe e_2. Es ist überdies erwähnenswert, daß auf der rechten Talseite etwas flußabwärts und nördlich vom Dorfe Korno in einer Mulde der Knollenkalk g_3 noch eine dritte kleine Partie von Algenschiefern vorhanden ist.

Im Südwesten ist das Terrain deutlich gegliedert; zwischen den weichen Schiefermulden, welche von den Straßen zur Durchquerung des Plateaus

Fig. 34. Profil, vom Beraunflusse gegen Karlstein, nach J. Jahn.
d_5 untersilurische Quarzite und Grauwackenschiefer, e_1 obersilurische Graptolithenschiefer, d Diabaslager, e_2 obersilurischer Kalk, F, G_1 devonische Kalke.

benützt werden, ragen in kantig abgestuften Formen die aufsitzenden Kalkkuppen hervor, weithin sichtbar durch die ausgedehnten weißen Flächen der Steinbrüche, welche hier auf den verschiedenen Kalkstufen teils zu Hüttenzwecken, teils zur Verwendung in den Zuckerfabriken oder zur Zementfabrikation betrieben werden.

Zu den interessantesten Punkten gehören die Kalkbrüche auf dem Berge Kobyla südlich von Konjeprus. Hier erscheinen wieder in knapper Schichtfolge steil westfallend alle Stufen von e_1 bis g_1. Ein tiefer Einschnitt und ein Tunnel haben sehr steile Falten und kleine Überschiebungen bloßgelegt. Stellenweise liegen die Graptolithenschiefer auf den obersilurischen Kalken und diese wieder auf devonischem Korallenkalke f_2; wegen des außerordentlichen Versteinerungsreichtums der Stufe f_2 ist diese Lokalität besonders berühmt. Am Gipfel des Berges ist ein schmales Band von rotem Kalk der Stufe G dem weißen Kalke eingefaltet. In dem Steinbruche an der Ostseite des Berges, der die Schichten im Streichen schneidet, scheint er in täuschender Weise dem weißen Kalke f_2 horizontal aufgelagert.

Silur im Eisengebirge.

Schon bei Besprechung des südlichen Urgebirges war Gelegenheit des Eisengebirges zu gedenken, jenes zwar nicht sehr hohen (Babylom 602 *m*), aber orographisch scharf ausgeprägten Gebirgsvorsprunges, der sich bei Swratka in Mähren vom südlichen Gneishochlande loslöst, allmählich verflachend und schmäler werdend in nordwestlicher Richtung gegen Elbeteinitz zieht und mit seinen äußersten Kuppen kristallinischer Gesteine unter die Kreideebene hinabtaucht. Nur eine seichte Einsenkung bei Hlinsko, welche von der Nordwestbahn benützt wird, trennt dieses Gebirge vom böhmisch-mährischen Hochlande. Der auffallendste Zug in der Gebirgsgestaltung ist

Fig. 35. Schichtenkopf der steilgestellten Knollenkalke g_1 unter der Burg Karlstein.

der fast geradlinige Steilabfall gegen die Ebene von Czaslau und gegen die Niederung der Doubrava, durch den das Gebirge von Westen gesehen als hochaufragender Kamm erscheint. Hier haben auch einzelne Seitenbäche kurze Schluchten mit anmutiger Waldlandschaft in die steile Kante gefurcht. Von einzelnen Punkten des Kammes (Krkanka 566 *m*) genießt man einen schönen Ausblick über die beiderseitigen fruchtbaren Ebenen, gegen Czaslau im Westen und gegen Pardubitz bis Königgrätz im Osten.

Durch die Niederung der Doubrava bis Wojnomjestetz nahe der mährischen Grenze zieht ein Streifen von Quader- und Plänerbildungen mit scharfer zusammenhängender Begrenzung gegen den Absturz des Eisengebirges, gegen Südwesten jedoch über das niedrigere Urgebirge mit unregelmäßigen Konturen verlaufend und von einzelnen vorgeschobenen Schollen

begleitet. So wird der Steilabfall des Eisengebirges ohne Zweifel durch einen großen Bruch gebildet, der in dieselbe Gruppe von Dislokationen gehört, welche das Adlergebirge jenseits des Kreidegebietes in nordwestlicher Richtung zerteilen und die überhaupt im Gebirgsbaue der Sudeten eine so große Rolle spielen.

Der Horst ragt mit keilförmigem Umriß und mit der einen erhobenen Kante über die Doubravasenkung aus der Kreidedecke hervor. Sein innerer Bau entspricht nur teilweise seinen Umrissen und verschiedene tektonische Elemente beteiligen sich an seiner Zusammensetzung. Den Hauptstock im südlichen breiteren Gebirgsteile bildet die große Granitpartie von Nassaberg und Kamenitz. Sie trennt zwei größere Gebiete alter, zum Teil metamorpher Sedimente und hat dieselben an den Rändern im Kontakt verändert. Das nördliche Gebiet mit einem schmalen dreieckigen Umriß schließt zwischen Slatinan und Kraskov an den Granit und hat seine Spitze bei Elbeteinitz; das südliche umfaßt die Gegend zwischen Skutsch, Richenburg, Krouna und Hlinsky. Dazu kommt noch eine kleinere isolierte Partie alter Schiefer zwischen Chlum und Kreuzberg.

Am Südwestrande, entlang des Abbruches, schließt sich an die alten Schiefer und an den Hauptgranitstock ein Band von schuppigen Zweiglimmergneisen, Biotitgneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten; ihr allgemeines Nordweststreichen entspricht dem Gebirgsrande und mit nordöstlichem Fallen tauchen sie unter die vorgelagerten Schiefer und Granitstöcke hinab; zahlreiche kleinere Granitstöcke und die Ausbuchtungen des Nassaberger Hauptstockes verursachen manche örtliche Abweichungen vom allgemeinen Streichen. Ein breiter Zug von schuppigem Biotitgneis, begleitet von kristallinischen Kalken und Kalksilikatgesteinen, quert den nördlichen Teil des großen Nassaberger Granitstockes von Bojanow gegen Schumberg (Žumberg).[1] Bei Litziborzitz und Lukawitz ist ein Zug von Porphyrgesteinen, Porphyritschiefern und Felsiten zwischen die Granitmasse und die nördlichen vorliegenden Schiefermassen eingeschaltet. Vielerlei andere Eruptivmassen, Syenite, Gabbros, Diorite, Gänge und Stöcke von glimmerarmem roten Granit neben dem verbreiteten grauen Granit gehören auch hier zum Gesamtcharakter des kristallinischen Gebietes.

Schon aus der Gegend von Bogenau weit südöstlich vom Eisengebirge, wo sich bei Bistrau und Swojanow die nordweststreichenden Zweiglimmergneise und grauen Gneise loslösen von der moravischen Aufwölbung bei Öls, erwähnt Rosiwal grünliche Grauwackengesteine im Zusammenhang mit biotitreichen und zum Teil phyllitischen Gneisen. Im Südwesten lehnen sich an diese Gesteine die gebänderten und großschuppigen Zweiglimmergneise der großen Antiklinale von Swratka (s. oben S. 34); sie endigt zwischen Hlinsko und Swratka in einem bogenförmigen Zusammenschlusse der beiderseitigen nordost- und südwestfallenden Gesteinszüge. Nach Krejčí und Helmhacker bildet eine Verwerfung die Grenze zwischen den südlichen

[1]) Katzer, Geologie von Böhmen, S. 552.

Gneisen und den Schiefergebieten von Skutsch, Hlinsko und Kreuzberg. Überdies wird noch östlich von Hlinsko ein schmales Band von rotem Granit als Grenzbildung zwischen beiden Gesteinen angegeben.[1]) Wie die Profile bei Kreuzberg zeigen, ist die beiderseitige Lagerung völlig diskordant. Die Gesteine der Hlinsko-Kreuzberger Insel sind im Süden hauptsächlich Phyllite, zum Teil auch Glimmerschiefer, im Norden besonders in der Umgebung von Richenburg erscheinen daneben Grauwackenschiefer, ähnlich sowohl den cambrischen Schiefern von Skrej und Jinetz als auch den tieferen azoischen Schiefern des mittleren Böhmen. Die Lyditeinlagerungen sprechen mehr für eine Zuteilung dieser Gesteine zur letzteren Abteilung.

In der Granitnähe sind verschiedene Kontaktgesteine, wie Knotenschiefer, Staurolith-, Andalusit- oder Ottrelithphyllite zur Entwicklung gelangt. Die Schichtstellungen innerhalb der Schieferinsel sind im allgemeinen sehr steil, oft ganz senkrecht, das Streichen häufig und anscheinend systemlos wechselnd; so herrscht im Südwesten bei Kreuzberg und Hlinsko nördliches, in der Gegend von Richenburg nordöstliches Streichen, streckenweise parallel der Grenze zwischen Gneis und Phyllit.

Am südwestlichen Randstreifen des Eisengebirges herrschen wieder Zweiglimmergneise, ähnlich denen von Swratka, die bei Hlinsko an der Verwerfung gegen die Phyllite abgeschnitten wurden. Im Norden, namentlich schön aufgeschlossen in dem Profile an der Eisenbahn längs des Elbeteinitzer Durchbruches, gesellen sich zu den Zweiglimmergneisen biotitreiche zum Teil phyllitische graue Gneise, ähnliche Gesteine, wie sie oben aus der Gegend von Bogenau erwähnt wurden.[2]) Die einzelnen Schichtglieder wechseln fast regellos bei gleichmäßigem allgemeinem Nordostfallen. Bänke von Augengneis, die als lagerhafte Aplite gedeutet werden, ferner Stöcke von Gabbro und verschiedenartige Diabase unterbrechen auch in diesem Profile die wechselreiche Serie von Schiefergesteinen; aber vor allem wichtig ist eine Einlagerung von dunkeln Tonschiefern, welche ihrer petrographischen Beschaffenheit nach von Jahn mit den azoischen Schiefern Mittelböhmens im Liegenden der cambrischen Conglomerate verglichen werden. Die Aufschlüsse sind in dem Profile nicht genügend klar um entscheiden zu können, ob diese Tonschiefer den phyllitischen Gneisen isoklin eingefaltet oder ob sie durch eine Verwerfung begrenzt sind.

Fast den ganzen Teil des Eisengebirges, der nördlich Litzomjerzitz an die südwestlichen Gneisstufen anschließt, nehmen solche mutmaßlich vorcambrische Schiefer ein. Es sind schwarze, graphitische Tonschiefer, phyllitartig, aber mit häufigen Einlagerungen von Kieselschiefern. Strecken-

[1]) J. Krejči und R. Helmhacker, Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges. Archiv für naturwissenschaftl. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. V, Nr. 1, Prag 1882.

[2]) Rosiwal, Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 151.

weise erscheinen dunkle, graugrüne, tuffartige oder grauwackenartige Gesteine; diese können stellenweise in sehr grobe Conglomerate übergehen.

Anschließend an die azoischen Schiefer zieht sich ein in niederen, aber wohl markierten Kuppen aufragendes Band von Conglomeraten aus der Gegend westlich von Przeloutz bis südlich von Herzmanmjestetz, allerdings mehrfach und auf größere Strecken unterbrochen durch die übergreifende Kreidedecke. Ihr Verflächen ist in der Regel steil nordöstlich, stellenweise aber auch westlich, im Süden ist saigere Schichtstellung vorherrschend. Mit den Conglomeraten aufs engste verbunden, und zwar teils eingelagert und teils aufgelagert, sind graugrüne dunkle Grauwackenschiefer, welche den Paradoxidesschiefern von Skrej und Jinetz vollkommen gleichen.

Zwischen den vorcambrischen und cambrischen Gesteinen im Norden und dem Nassaberger Granitstocke liegt quer eine Scholle von alten Sedimenten mit ostwestlichem Streichen. An der Linie Litzomjerzitz—Chotjenitz, welche beiläufig die beiden Streichungsrichtungen scheidet, vollzieht sich ohne Zweifel eine bedeutende tektonische Störung in Form einer ganzen Gruppe von Dislokationen.

Die hier als querliegendes Schichtpaket eingekeilten Sedimente, Schiefer, Conglomerate, Grauwacken, Quarzite und Kalke sind schon seit langem für paläozoisch gehalten worden, haben aber wegen der Spärlichkeit bestimmbarer Fossilien sehr verschiedene Deutung erfahren. A. E. Reuss[1]) wollte sie mit dem mährischen Devon in Verbindung bringen; Andrian[2]) stellte sie zum Cambrium; erst Krejčí erkannte sie als Analogon des mittelböhmischen Silur; die Bezeichnung der einzelnen Gesteinszonen mußte jedoch in neuerer Zeit wieder umgeändert werden und auch gegenwärtig ist die Erforschung des ostböhmischen Silur noch nicht zu völlig befriedigendem Abschlusse gelangt.

Einen sicheren Anhaltspunkt inmitten der trostlos versteinerungsleeren Schiefer und Grauwacken bilden die Kalke mit Crinoidenstielgliedern von Podol. Krejčí stellte diese Kalke noch wegen ihres Verhältnisses zu den benachbarten Schiefern zur Stufe d_1, aber bereits Katzer vermutete ihre Zugehörigkeit zur obersilurischen Stufe e_2.[3]) Die Vermutung wurde später von Jahn durch den Fund von Lobolites Michelini Barr. und Orthoceerenbruchstücken wenigstens für einen Teil der Kalke bestätigt.[4]) Jahn unterscheidet nämlich innerhalb der Podoler Kalke zwei Abteilungen, eine untere von dunkeln, stellenweise schiefrigen Kalken mit den erwähnten Fossilien der Stufe e_2 oder $e_1 \beta$, und eine höhere Abteilung von weißen oder graufleckigen Kalken mit undeutlichen Korallen- und Cri-

[1]) Kurze Übersicht der geognostischen Verhältnisse Böhmens, 1854.

[2]) Geologische Studien aus dem Chrudimer und Czaslauer Kreise. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, S. 183.

[3]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 100.

[4]) J. J. Jahn. Die Silurformation im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 207.

noidenresten, welche den Konjepruser Kalken der unterdevonischen Stufe f_2 gleichgestellt werden.

Die Podoler Kalke verflachen steil gegen Süd. Das Liegende im Norden bilden stark gefaltete und verworfene, dünnblätterige, schwarze Schiefer, mit wechselndem Einfallen, offenbar die Vertreter der Graptolithenschiefer e_1. Ein Teil dieser dunklen Schiefer mag nach Katzers Annahme vielleicht der Zone d_5 angehören. Im Hangenden gegen Norden erkennt Jahn dunkle Grauwackenschiefer als Vertreter der Stufe d_3—d_4 und harte Quarzite als Vertreter der Stufe d_2, bis die Serie gegen Norden nahe dem Gebiete der

Fig. 36. Ideales Profil vom nördlichen Abhange des Eisengebirges über die Elbtalniederung samt den Basalteruptionen und den Brunnenbohrungen, nach J. Jahn.
B azoische Schiefer, *C* Trzemoschnaconglomerate und Schiefer des Cambriums, d_1—d_5, *E*, *F* silurische und devonische Schichten, *K* Kreideformation.

azoischen Schiefer mit einem ostweststreichenden Bande von Quarz- und Grauwackenconglomeraten der cambrischen Stufe abschließt.

Eine wesentliche Ergänzung erfuhr unsere Kenntnis vom ostböhmischen Silur durch die Entdeckung der Semtiner Basalttuffbreccie durch Professor J. Jahn.[1]) Die Kreideebene der Umgebung von Pardubitz im Norden des Eisengebirges wird an mehreren Stellen von tertiären Eruptionen in Form von Stöcken und Gängen unterbrochen. Ein solcher basaltischer Hügel befindet sich beim Maierhofe Semtin an der Straße von Pardubitz nach Bohdanetz und an seinem Gehänge ist eine Breccie mit tuffartigem Bindemittel aufgeschlossen. Sie enthält eine ganze Sammlung von verschiedenen Gesteins-

[1]) J. J. Jahn. Basalttuffbreccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 442.

fragmenten, welche die Eruption aus dem Liegenden der mächtigen Kreidedecke emporgefördert hat. Es sind schwarze wahrscheinlich präcambrische Tonschiefer und Kieselschiefer, ferner cambrische Conglomerate, bestehend aus Quarz und Lydit, und glimmerige Tonschiefer und Quarzite der Stufen d_1 und d_2. Vor allem aber sind die Stufen d_3 und d_4 vortrefflich durch eine reiche Serie von wohl bestimmbaren Fossilien in den Breccien vertreten. Es ergibt sich hieraus aufs deutlichste, daß auf die nordostfallenden cambrischen Schiefer und Conglomerate bei Herzmanmjestetz in der Tiefe die einzelnen Zonen des Untersilur folgen und daß sich überhaupt das Silur noch weit unter der Kreidedecke ausbreitet (Fig. 36).

Übersicht.

Aus den tektonischen Verhältnissen der altpaläozoischen Sedimente und aus ihren Beziehungen zum ostböhmischen Silur und noch ferneren Silurgebieten im Fichtelgebirge und in Schlesien, hat sich ergeben, daß nicht die Rede sein kann von einer Bildung in einem abgeschlossenen Becken, daß sich der Schichtenbau nicht als Ablagerung in einer Mulde erklären läßt. Vielmehr stellt das Gebiet eine komplizierte konzentrische Grabensenkung an vorherrschend nordöstlichen Brüchen dar. In den am tiefsten gesenkten Teilen, in der Mitte sind die jüngsten Glieder der ganzen Schichtserie, die Kalke und Schiefer des Mitteldevon erhalten geblieben. Auch sie sind nur die letzten Reste von Bildungen, die ohne Zweifel einst weithin über die böhmische Masse verbreitet waren.

Einzelne Gerölle in den azoischen Conglomeraten der Gegend von Przibram (s. S. 114) erweisen, daß schon den vorcambrischen Gesteinen ein Gneisgebiet von gleicher Beschaffenheit wie das heutige, zur Unterlage diente. Trotzdem scheinen im Nordwesten an der Linie Plan, Weseritz, Neumarkt, Chiesch die azoischen Schiefer in allmählichen Übergängen aus Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen hervorzugehen.

Am auffallendsten tritt die tektonische Hauptrichtung im Kartenbilde hervor an der Granitgrenze zwischen Böhmisch-Brod und Klattau, trotzdem die Grenze nur im großen die Richtung einhält. Die benachbarten Schiefer und selbst die silurischen Schollen am Rande und im Innern des Granitstockes (bei Ondrzejow) haben Kontaktmetamorphose erfahren. Noch fehlt uns eine klare Vorstellung über den Vorgang, durch welchen das Magma an einer vom allgemeinen Gebirgsbau vorgezeichneten Linie empordrang, sowie überhaupt die äußeren Grenzen des alten Sedimentärgebietes Mittelböhmens vorläufig kaum noch durch tektonische Begriffe scharf und klar definiert werden können. Im Nordwesten und im Westen, im Anschluß an das Tepler Hochland und an den nördlichen Böhmerwald, stellt sich schon der für die kristallinischen Gebiete bezeichnende, eigentümlich verschwommene Gebirgsbau ein, wo durch Gesteinsübergänge, durch allmählich wechselnde Formen der Metamorphose, die ursprünglich scharfen tektonischen Grenzen verwischt werden.

Je mehr man sich aber dem Innern der Senkung nähert, desto deutlicher werden die Bruchlinien, deren Krejčí drei Systeme unterscheidet: ein System mit nordöstlichem, ein solches mit nordwestlichem und ein System mit nördlichem Streichen. Von dem ersteren, weitaus dem bedeutendsten, welches die Anordnung der Gesteinszüge bestimmt und der Faltungsrichtung folgt, war schon mehrmals die Rede und nur in Kürze seien hier die wichtigsten Bruchlinien noch einmal erwähnt. Die Skrejer Bruchlinie begrenzt den Streifen von Paradoxidesschiefer und Conglomeraten von Skrej entlang des Pürglitzer Porphyrstockes. Die Prager Bruchlinie geht mitten durch das Gebiet der Hauptstadt und verdoppelt die ganze Reihe der untersilurischen Zonen im nordwestlichen Senkungsflügel von Hloupetin bei Prag bis Hyskov bei Beraun. Selbst obersilurische Graptolithenschiefer kommen bei Motol als sogenannte „Kolonien" im Norden dieser Bruchlinie zum Vorschein. Sehr auffallend ist die Bruchlinie, an welcher der südliche Streifen der *H*-Schiefer versinkt und die nördlich von Karlstein vorbeistreichend bei Srbsko das Berauntal kreuzt; beiläufig in ihrer nordöstlichen Fortsetzung liegt der Abbruch des Braniker Felsens am rechten Moldauufer, wo Grauwackenschiefer d_5 an die Knollenkalke g_1 gelehnt sind (Fig. 28). Krejčí bringt überdies den Abbruch der cambrischen Conglomerate von Zdjar und am Trhonberge bei Rokytzan gegen die Schiefer mit den Konkretionen $d_1\gamma$ mit dieser Dislokation in Zusammenhang. Die breiten Conglomeratmassen des Trzemoschnagebirges werden von mehreren parallelen Verwerfungen zerteilt, deren Lage jedoch sich im Einzelfalle nicht immer mit Sicherheit feststellen läßt (s. oben S. 124). Die südlichste zu dieser Gruppe gehörige Störung ist die berühmte Lettenkluft von Przibram. Ein Teil dieser Brüche konvergiert gegen Nordost. Im Brdagebirge läßt sich noch zwischen Mnischek und Skalka die Längsteilung des Quarzitrückens gut nachweisen. Von Königsaal ostwärts sind die Brüche zu einer großen Verwerfung vereinigt, welche auf eine weite Strecke das große vorcambrische Schiefergebiet gegen die steilgestellten untersilurischen Schiefer und Grauwackenzonen abgrenzt.

Das Gebiet war ohne Zweifel schon vor den Zerstückelungen in die langen, leistenförmigen Schollen in nordöstliche Falten gelegt; ein Teil der steilen Schichtstellung, der steilen Schleppung und Schichtknickung und Fältelung muß aber der Reibung und dem Drucke beim Niedergange der einzelnen Schollen zugeschrieben werden.

Was die beiden anderen Dislokationssysteme, das mit nordwestlichem und das mit nördlichem Streichen betrifft, dürfte Krejčí etwas zu weit gegangen sein in Zuteilung fast aller Täler, je nach ihrer vorherrschenden Richtung zu dem einen oder dem anderen der beiden Systeme. Keines von beiden erreicht im entferntesten die Bedeutung der nordöstlichen Senkungen. Nordwestliche Zerklüftung mit mannigfacher Schichtverschiebung ist in vortrefflicher Weise in den Eisensteinbergbauen von Krusnahora, von Nucžitz und an anderen Orten bloßgelegt worden. Sie gleicht mehr einer weitgehenden Cleavage, als den Erscheinungen an einer groß angelegten

Bruchzone. Die Begrenzungen der Kalkschollen von Tobolka und zwischen Konjeprus und Vinarzitz mögen nordwestlichen Störungen zuzuschreiben sein, ebenso der geradlinige Abhang des Quarzitkammes vom Pleschiwetzberge bis zum Pisekberge bei Jinetz, obwohl hier die obercambrischen und untersilurischen Zonen ganz konkordant auf die Paradoxidesschiefer des Littawatales folgen. Auf der linken Talseite, wo zwischen Felbabka und Welzi isolierte Schollen der Eisensteinzone den cambrischen Schiefern auflagern und wo die cambrischen Conglomerate im Koniczekberge hoch aufragen, sind neben nordöstlichen auch nördliche und nordwestliche Brüche mit Sicherheit anzunehmen. Westlich von Rosmital im Sterbina- und im Trzemschingebirge kommt die Nordwestrichtung nicht nur in Form von Brüchen, sondern auch im Streichen der Conglomeratzüge unter dem Einflusse des nahen Granitvorsprunges zum Ausdrucke.

Wie weiter gezeigt werden wird, herrscht unter den Kluftrichtungen in den transgredierenden Schollen der Steinkohlenformation im mittleren Böhmen die Nordsüdrichtung vor und man kann daraus vielleicht schließen, daß die nordsüdliche Zerklüftung des alten Sedimentgebietes zuletzt, und zwar erst nach der Ablagerung der Steinkohlenformation erfolgt ist. Ihr gehören die zahlreichen Erzgänge und die Grünsteine und Minettegänge der Umgebung von Przibram an. Aber auch innerhalb des Silur und des Devongebietes werden nordsüdliche Klüfte und Verschiebungen im kleinen häufig beobachtet; im Kalkgebiete sind sie oft durch die weiße, spätige Ausfüllung sehr gut hervorgehoben. Das kleine Tal bei Karlstein folgt ebenfalls einer nordsüdlichen Störungslinie, an welcher die beiden Talseiten gegeneinander verschoben sind.

Von Prag ostwärts biegen die silurischen Gesteinszonen aus der nordöstlichen langsam in die Ostrichtung, mit dem anscheinenden Bestreben sich mit dem Silur des Eisengebirges und unter der Pardubitzer Ebene zu einem gegen Nord konvexen Bogen zusammenzuschließen, der den äußeren variscischen Bogen des Erzgebirges und der Sudeten wiederholt. In der Tat liegen die Verhältnisse nicht ganz so einfach. Es wird sich in späteren Kapiteln zeigen, daß das Erzgebirge und das Riesengebirge nicht einen zusammenhängenden Bogen bilden, sondern an einer großen Verwerfung im Winkel aneinander stoßen, daß die Richtung der Hauptkämme der Sudeten nicht mit der eigentlichen Streichungsrichtung übereinstimmt, sondern durch die Brüche bedingt ist. Im Eisengebirge streicht die mittlere Scholle der Silursedimente ostwestlich, also ebenfalls winkelig gegen den Bruch, ein Zug der an den Bau des Riesengebirges und Jeschkengebirges lebhaft erinnert.

Die jüngere Geschichte der alten Sedimentgebilde Mittelböhmens war dieselbe, wie die des südlichen Urgebirges; dieselben Kräfte sind in der Formung der Oberfläche zur Wirkung gelangt und so ist auch der orographische Plan im großen derselbe. Zwischen Hügelländern und Plateaus sind felsige Täler mit schmalem ebenen Talboden eingesenkt und da und dort weisen

Schotterlagen und terrassenartige ebenere Strecken ober den Talkanten auf ehemalige höher gelegene, vermutlich diluviale Flußläufe.

Dagegen spielt in den Einzelheiten der Landschaft und in der Anordnung der waldigen Höhen hier im Gegensatz zum Urgebirge die Gesteinsbeschaffenheit eine sehr große Rolle. Im großen bildet das Sedimentgebiet eine sehr breite Senke zwischen dem Granitgebirge, dem nördlichen Böhmerwalde und dem Tepler Hochlande; allseitig strömen die Wässer der Hauptader der Senke, dem Beraunflusse zu. Als bedeutendere Gebirgszüge ragen die harten Conglomerate im Trzemoschna- und Trzemschingebirge, die Quarzite d_2 im Brdawalde empor. Die Schiefer bilden langsam ansteigendere breiter abgestufte Höhen, unterbrochen durch die Ebenen der auflagernden Steinkohlenformation bei Pilsen und bei Manjetin.

V. Abschnitt.

Die postvariscische Decke.

1. Oberes Carbon und Rotliegendes.

Verbreitung. — Stratigraphische Gliederung. — Wüstenbildung der Permformation. — Lagerungsverhältnisse.

Zur Zeit der mittleren Steinkohlenformation war im mittleren Böhmen die Faltung und auch Bildung der Brüche, welche den langgestreckten silur-devonischen Graben zu stande brachten, zum Abschluß gekommen. Am variscischen Außensaume haben auch noch untercarbonische Sedimente an der Faltung Teil genommen, im Innern der Masse reicht die gefaltete Serie aber nur bis ins mittlere Devon.

Zweimal wurde das Gebirge neuerdings von mächtigen Sedimentmassen überdeckt; das erste Mal am Schlusse der paläozoischen Epoche und das zweite Mal zur jüngeren Kreidezeit. Aber nur die zweite Überdeckung wurde durch ein Übergreifen des Meeres bewirkt.

Am variscischen Außenrande werden die rein marinen devonischen Sedimente durch die Grauwacken und Schiefergebilde des Culm abgelöst, in denen sich die Meeresconchylien mit den Resten von Landpflanzen vermengen. Noch im Untercarbon von Schlesien und Ostrau finden sich rein marine Einschaltungen zwischen den flötzführenden Sandsteinen und Schiefern. Im Obercarbon des inneren Böhmen herrscht aber schon rein limnischer Charakter ohne die geringsten Spuren des Meeres. In einer Serie von Kohlenflötzen, Schiefern und Sandsteinen erkennt man den Wechsel von Wasserabsätzen und Bildungen des festen Landes, bis zum Schlusse in weiter Verbreitung Ablagerungen herrschend werden, die sich nur jenen Bildungen ver-

gleichen lassen, welche WALTHER aus den abflußlosen Gebieten mit spärlichen oder unregelmäßigen Niederschlägen, aus dem Wüstengürtel der Jetztzeit beschrieben hat.

Der Übergang ist ein vollständig allmählicher; nach und nach erscheinen in den Flötzen die bezeichnenden permischen Pflanzen, so daß sich in Böhmen zwischen Carbon und Perm keine scharfe Grenze ziehen läßt. In der Tat ist auch von verschiedenen Autoren die Grenze zwischen beiden Systemen an sehr verschiedenen Stellen der Schichtserie gezogen worden, wie überhaupt trotz eifrigen Studiums der einzelnen isolierten Ablagerungen in Bezug auf die Parallelisierung der einzelnen Flötze und Schichtglieder des inneren Böhmens, des Riesengebirges und des Sudetischen Außensaumes seit langer Zeit eine befriedigende Einigkeit nicht erzielt werden konnte.

Es ist hier nicht Raum aller der Einzeldarstellungen zu gedenken, welche die jungpaläozoischen Vorkommnisse Böhmens schon seit den Zeiten von F. A. REUSS, ZIPPE und Graf STERNBERG erfahren haben und alle die Verdienste der neueren Erforscher dieser Ablagerungen, unter denen die Namen K. FEISTMANTEL, O. FEISTMANTEL, KREJČI, FRITSCH, KATZER und KUŠTA besonders hervorragen, im vollen Maße zu würdigen. Uns interessiert hier in erster Linie die Frage nach dem Zusammenhange und der Übereinstimmung der einzelnen getrennten Becken und die physische Geschichte der böhmischen Masse in größeren Zügen. Die früheren Meinungsverschiedenheiten bei Seite lassend, halten wir uns hier nur an die neueste Auffassung, die von WEITHOFER vertreten und mit den besten Gründen unterstützt wird.[1]

Auf unebenem Boden haben sich die carbonen Sedimente abgelagert, offenbar zuerst die tieferen Mulden ausfüllend, so daß an verschiedenen Stellen die Serie über dem Grundgebirge mit anderen Stufen beginnt. Freilich war das Grundrelief sehr verschieden von dem heutigen, denn gerade in den höheren Teilen, im Riesengebirge, bei Schatzlar und Radowentz, finden sich die tiefsten Stufen der postvariscischen Transgression. Aber auch die innerböhmischen Becken befinden sich in ziemlich ungleicher Höhenlage; in der Umgebung von Pilsen erreicht die Oberfläche des Carbon 300—400 *m*, in einzelnen Punkten auch 500 *m* Seehöhe, bei Kralup an der Elbe stehen die Flötze unter 200 *m* und in der Umgebung von Böhmisch-Brod sinkt selbst das Rotliegende tief unter die Oberfläche hinab.

Die carbonischen Sedimente breiten sich hauptsächlich über die Urschiefer und über das Silur der mittelböhmischen Senkung. Die ausgedehntesten Komplexe sind die von Pilsen und Manjetin im nahen Anschlusse an das Pilsener Becken, und von Kladno-Rakonitz östlich von Prag zum Teile von der Kreide bedeckt und zumeist in den tieferen Tälern aufgeschlossen. Kleinere Lappen umgeben diese größeren Carbonbezirke südlich und westlich

[1] K. A. WEITHOFER, Zur Frage der gegenseitigen Altersverhältnisse der mittel- und nordböhmischen Carbon- und Permablagerungen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl. Bd. CVII., 1898, S. 53.

auf den Phylliten von Merklin und Mies, östlich bei Radnitz, Rokitzan (Miröschauer Ablagerung) und Mauth; auf untersilurischen Gesteinen liegen die ganz kleinen Vorkommnisse bei Zebrak (Stiletzer Ablagerung) und

Fig. 37. Moldautal bei Kralup.

Im Vordergrunde Steinkohlensandstein mit eingeschlossenen Kohlenstücken. Im Hintergrunde liegt über der Steinkohlenformation die transgredierende Tafel von Quadersandstein.

nordwestlich von Beraun (Ablagerungen von Lisek und von Klein-Przilep). Während die tiefer liegenden Carbonbildungen in den Senkungen als größere und mehr geschlossene Vorkommnisse erhalten geblieben sind, ist es klar,

daß das Rotliegende einerseits auch über die höheren Landesteile viel weiter verbreitet, anderseits aber der nachträglichen Zerstörung in viel höherem Maße ausgesetzt war und nun in seiner Verbreitung viel mehr zersplittert ist und auch noch in den entlegeneren Teilen des Urgebirges in zerstreuten Lappen auftritt. Die zusammenhängenden Partien schließen sich allerdings unmittelbar an die großen Carbonbecken an und umfassen die Gebiete nördlich von Manjetin, bei Jechnitz, Rakonitz und Flöhna und nördlich von Schlan. Über dem Urgebirge breitet sich das Rotliegende weit aus in der Umgebung von Böhmisch-Brod und Schwarz-Kosteletz; beiläufig in einer Linie gelegen sind die kleinen Reste bei Diwischau, westlich von Wlaschim, bei Chejnow O von Tabor und in einer flachen Kurve etwas gegen West gerückt das Perm mit den Anthracitvorkommnissen bei Budweis. Die Vorkommnisse scheinen einen Bogen bilden zu wollen, parallel dem langen Randstreifen von Rotliegendem in der Boskowitzer Furche von Senftenberg bis Mährisch-Kromau. Bei Rossitz sind im Liegenden dieses Streifens noch einige obercarbonische Flötze erhalten geblieben.[1] Das Vorkommen bildet ein vollkommenes Analogon zu den obercarbonischen und permischen Resten, welche am Westrande des Urgebirges bei Stockheim, Krock und Erbendorf und im Süden an der Walhalla bei Regensburg erhalten geblieben sind (s. Kap. I., S. 8 und 10). Weitere Rotliegendspuren finden sich noch auf den Graniten des Eisengebirges und auf den Gneisen bei Pernegg und bei Zöbing am Kamp in Niederösterreich.

Stratigraphische Gliederung.

In den beiden Hauptbezirken des Carbon, dem von Pilsen und dem von Kladno-Rakonitz, stimmt die Schichtfolge im großen Ganzen sehr gut überein.[2] In den kleineren Partien der Umgebung sind in der Regel nur die tieferen Stufen des Carbon mit ihren Flötzen erhalten geblieben.

Die mächtigsten Flötze liegen in den tiefsten Teilen der Schichtfolge, in der Regel von den Urschiefern des Grundgebirges nur durch eine dünne Lage von grauen Schiefertonen oder Sandsteinen getrennt, welche nur in der Umgebung von Pilsen örtlich bis zu 130 *m* Mächtigkeit anschwellen. An anderen Stellen, besonders wo das Grundgebirge in Kuppen aufragt, liegt das Hauptflötz diesen unmittelbar auf oder wird selbst von diesen Aufragungen durchbrochen. Nach einer Zwischenlage von plattig brechendem, hartem und quarzigem, sogenannten Schleifsteinschiefer folgen die oberen mächtigen Flötze mit Zwischenmitteln, charakterisiert durch die rätselhaften, stäbchenförmigen und gekrümmten Körperchen, welche mit dem Namen „*Bacillarites problematicus*“ belegt worden sind. Es ist das die Gruppe der Radnitzer Flötze; ihnen ist nach Weithofer auch das früher

[1] Nach Katzer gehört die ganze Ablagerung dem Perm an.

[2] K. A. Weithofer. Die geologischen Verhältnisse des Bayerschachtes und des benachbarten Teiles der Pilsener Kohlenmulde. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Bd. XLIV. 1896. — Geologische Beobachtungen im Kladno-Schlaner Steinkohlenbecken. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901. S. 336.

als besondere Stufe abgetrennte Nürschaner Flötz zuzuzählen; die Kohle ist hier zum Teile von anderer Beschaffenheit als in den Liegendflötzen und als sogenannte Plattelkohle oder Gaskohle entwickelt. Bei Nürschan und Trzemoschna im Pilsner Becken erscheint in diesem Flötze eine interessante Fauna mit Selachiern, Dipnoern und den salamanderartigen teils kiemen- teils lungenatmenden ersten Vierfüßlern, Angehörige eines phylogenetischen Seitenzweiges, der in eigentümlicher Weise Merkmale der Amphibien und der Reptilien späterer Epochen vereinigt.[1])

Diesem Flötz entspricht nach Kušta bei Rakonitz das Lubnaer Flötz, welches jedoch keine Wirbeltierreste enthält.

Hellgraue Sandsteine und Schiefertone, stellenweise conglomeratartig entwickelt, legen sich im Pilsner und im Kladno-Rakonitzer Revier über diesen Hauptflötzzug; ihre Mächtigkeit kann bedeutend über 300 *m*, ja bis 480 *m* anschwellen.

Hier beginnt schon stellenweise die Rotfärbung des Sedimentes, welche in den höheren Stufen des Carbon und Perm so sehr vorherrscht und hier den Übergang zur nächsten Schichtabteilung, den „unteren roten Schiefertonen" vermittelt (Weithofer). Auch diese schwankt ungemein, im Pilsner Becken 40—100 *m* mächtig, und nur stellenweise bis 200 *m* anschwellend, erreicht sie im Kladnoer Becken durchschnittlich 200 *m*. Zum Teil mit diesen roten Schiefern wechsellagernd, zum Teil über denselben erscheint ein mächtiger Komplex von feldspatreichen Sandsteinen und Arkosen, rot oder grau gefärbt; sie werden in der Umgebung von Pilsen in zahlreichen Steinbrüchen zur Kaolingewinnung abgebaut. Die Schichtgruppe enthält häufig harte eisenschüssige Lagen und sphärosideritische Platten, vor allem aber ist das anscheinend unvermittelte und sehr reichliche Auftreten von verkieselten Araucaritenstämmen hervorzuheben. Dieselben Arkosen kehren im Carbon des ganzen mittleren Böhmen, im Riesengebirge und selbst im Saargebiete hoch über den Flötzen mit der Radnitzer Flora wieder und in Weithofers System gilt das reichliche Auftreten der Araucarien, welche freilich schon in tieferen Schichten ihre Vorläufer haben, als leitend für einen bestimmten Horizont. Eine allgemeine Klimaschwankung mag in ganz Mitteleuropa das Auftreten von Wüstendünen hervorgerufen haben, welche bei ihrer allmählichen Wanderung und Ausbreitung die Koniferenwälder in ihrem feldspatigen Sande begruben und die Versteinerung der Stämme ermöglichten.

Die Hexensteinarkosen des Riesengebirges mit dem sogenannten versteinerten Walde von Radowenz entsprechen dieser Stufe; darunter folgen im Schatzlar-Schwadowitzer Reviere die Schwadowitzer Schichten mit schwächeren, gegen Südost und gegen Nordwest stark verschmälerten Flötzen welche im Innern Böhmens nur durch schwache Flötzschmitzen innerhalb der hellgrauen Schiefer und Sandsteine vertreten sind. Die hangenden Teile der Schatzlarer Schichten (Xaveristollen und Zdiareker Flötze) sind die

[1]) A. Fritsch. Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Bd. I—IV, Prag 1883, 1889, 1895, 1901.

Vertreter der tiefsten Schichtglieder im Pilsner Becken mit den Radnitzer und Nürschaner respektive Lubnaer Flötzen. Das Liegende im Riesengebirge (Schatzlarer Flötze und Waldenburger Schichten) ist in der Gegend von Pilsen und Kladno gar nicht vertreten, wie überhaupt mit der Entfernung vom sudetischen Außenrande die jungpaläozoische Schichtserie immer mehr an Vollständigkeit einbüßt.

Den Sandsteinen mit Araucariten folgt im Pilsner Gebiete die Schichtgruppe der dunkelgrauen Schiefer mit schwächeren Flötzen an verschiedenen Stellen ihrer ganzen vertikalen Erstreckung, aber mit stärkerer Flötzentwicklung nahe ihrer Basis. Es sind die Kounover Schichten des Kladno-Rakonitzer Gebietes, mit einem schwächeren Flötze (höchstens 1 *m*), nahe der Basis, in dessen Hangendem sich eine schwarze, bituminöse, dünnplättrig spaltende Schieferschichte, die sogenannte „Schwarte“, befindet. Diese enthält neben Pflanzenabdrücken Reste von Fischen und Stegocephalen in großer Zahl; sie bildet also einen zweiten Horizont mit Wirbeltierresten. In der Flora dieser Stufe erscheinen die ersten permischen Spuren (Calamites gigas, Taeniopteris u. a.), während die tieferen Nürschaner und Radnitzer Schichten völlig gleichartige und typische Carbonfloren enthalten. Es ginge deshalb nicht an, die Nürschaner Schichten bloß wegen des Vorkommens der Wirbeltiere bereits zum Perm zu rechnen, denn ihr Auftreten hängt offenbar von zufälligen Umständen ab und nur die fast in allen Stufen vertretene Flora des Carbon kann verläßliche Vergleichspunkte liefern.

Der stratigraphischen Stellung nach über dem Araucaritenhorizont müssen die Kounover Schichten den Radowenzer Schichten des Riesengebirges gleichgestellt werden, obwohl dort die permischen Spuren in der Flora bisher noch nicht nachgewiesen wurden. Als Vertreter oberer Teile der Ottweiler Schichten des Saarrevieres stellen sie das oberste Endglied der Steinkohlenformation dar.

Wüstenbildung der Permformation.

Ohne scharfe Grenze, weder im Pilsner Gebiete, noch im Riesengebirge, breitet sich das Rotliegende über die Unterlage.[1]) Noch in weit höherem Maße als im Carbon erkennt man in den Ablagerungen des Rotliegenden die Bildungen solcher Festlandsgebiete, in denen die Zerstörung der Oberfläche nicht nur durch Niederschläge und durch fließendes Wasser, sondern auch durch den Temperaturwechsel und die bewegte Luft bewirkt wird. Unsortierte, moränenähnliche Lagen von ungefügem Blockwerk, dessen kantige, oft sehr große Trümmer stets der Unterlage oder dem allernächsten benachbartem Gebirge entstammen, wechseln mit Bänken von weißem oder rotem Sand, der manchmal versteinerte Stammbruchstücke umschließt; unvermittelt sind öfter wohlgeschichtete Bänke mit Geröllen eingeschaltet. Auf der sandigen Schichtfläche sieht man treffliche Wellenfurchen, hie und da auch

[1]) F. Frech. Über das Rotliegende an der schlesisch-böhmischen Grenze. Zentralbl. f. Miner. etc. Stuttgart, Jahrg. 1900, S. 337.

Tierfährten und Kriechspuren; hie und da erscheinen tonige, dünnschiefrige Zwischenschichten, oft bituminöse, kohlige, sogenannte „Brandschiefer“, mit reichlichen Pflanzenabdrücken, Resten von Fischen und Stegocephalen oder auch mit kleinen Bivalven. Die klaren Schilderungen von J. WALTHER haben gelehrt, daß gegenwärtig nur in den abflußlosen Wüstengebieten eine solche bis zu vielen hundert Metern anschwellende Wiederholung und Übereinanderschichtung von strandähnlichen Bildungen entstehen kann und die Profile im Rotliegenden erinnern lebhaft an seine Beschreibung der Profile der mächtigen Trockendeltas in den Kieswüsten.[1])

In den tonigen Schiefern und Brandschiefern erkennt man die Absätze der Oasen und Wüstenseen, jener seichten Wasserbecken mit sehr wechselndem Wasserspiegel, welche sich in den durch die Deflation entstandenen Depressionen aus dem Grundwasser oder aus Regengüssen sammeln, sich zeitweise weit ausbreiten, stets ihre Umrisse verschieben und oft in kurzer Zeit wieder gänzlich verschwinden. In der Gegenwart sind sie in der Regel durch eine artenarme, aber an Individuen reiche Fauna von Fischen, Krebsen und Mollusken ausgezeichnet.

Maßgebend ist überdies für die Deutung der Bildungen die sehr verbreitete Rotfärbung, welche selbst den Ackerboden über dieser Formation weithin kenntlich macht. Freilich sind die Ansichten noch geteilt über die Einzelheiten des chemischen Prozesses, durch welchen die Anreicherung von Eisenoxyden an der Oberfläche der Wüstengesteine hervorgerufen wird, doch sind Rotfärbung oder Überzüge einer braunen Schutzrinde von Eisen- und Manganverbindungen bei Felsen, Blöcken und Sanden der Wüstengebiete sehr verbreitet und es besteht wohl kein Zweifel, daß die trockene Verwitterung, in Verbindung mit reichlicher Sonnenbestrahlung dabei die größte Rolle spielt. Überdies sei auch auf die große Verbreitung von Feldspatkörnchen in den Sandsteinen und Arkosen des Carbon und Perm hingewiesen, welche ebenfalls auf einen trockenen Zerfall der Gesteine deutet.

In den mitteldeutschen Gebieten, und zwar in den Gegenden, in welche das Binnenmeer am Schluß der Permzeit nicht eingetreten ist und in denen die Kalke, Dolomite und Gipse des Zechsteins fehlen, folgt unmittelbar und ohne scharfe Grenze auf das Rotliegende der Buntsandstein. Letzterer ist von E. FRAAS[2]) ausführlich als Bildung einer Sandwüste geschildert worden. Dort haben ähnliche physikalische Verhältnisse, wie sie zur Permzeit über ganz Mitteleuropa herrschend waren, noch fortgedauert bis zum Übergreifen des Muschelkalkmeeres.

Zu Anfang der Permzeit hat die Neigung zur Flötzbildung noch angedauert und die Anthracitflötze von Budweis sowie die drei Steinkohlenflötze von Rossitz bei Brünn werden nach den Pflanzenresten schon zum

[1]) J. WALTHER. Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abh. d. kön. sächs. Ges. d. Wissensch. Bd. XIII, math.-phys. Kl. Leipzig 1891. — Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

[2]) E. FRAAS. Die Bildung der germanischen Trias; eine petrogenetische Studie. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 55. Jahrg. Stuttgart 1899.

unteren Rotliegenden gerechnet[1]) und den Braunauer Schichten vom Gehänge des Riesengebirges gleichgestellt. Die höheren Abteilungen des Rotliegenden sind flötzleer und enthalten höchstens die schwarzen kohligen, sogenannten Brandschiefer, welche bereits manchem unglücklichen Unternehmer die Hoffnung auf Kohle vorgetäuscht haben. Die Ergüsse von Porphyr und Melaphyr, welche sich am Gehänge des Riesengebirges so reichlich an der Zusammensetzung des Rotliegenden beteiligen, fehlen vollständig in den südlichen Verbreitungsgebieten von Böhmen und Mähren.

Lagerungsverhältnisse.

Die Lagerungsverhältnisse der jungpaläozoischen Sedimente Mittelböhmens geben einen Anhaltspunkt zur Abschätzung der tektonischen Bewegungen, welche der südliche Teil der böhmischen Masse noch in nachpaläozoischer Zeit erlitten hat. Allem Anscheine nach waren sie recht bescheiden im Vergleiche zu der Zerstücklung des nördlichen Randes, des Erzgebirges und der Sudeten. Es wurde schon erwähnt, daß die Ablagerung keineswegs auf einer ebenen Fläche vor sich ging, und es ist klar, daß großenteils die in die Mulden des Urgebirges eingesenkten Partien erhalten geblieben sind. So fallen in der Regel in den einzelnen Denudationsresten die Schichten von zwei Seiten sanft gegen die Mitte; im Muldentiefsten ist das Flötz in der Regel am mächtigsten, dort waren die Bedingungen der reichlichen Anhäufung der vegetabilischen Masse am günstigsten. Doch gibt es auch teilweise zerstörte Mulden, so daß die Ablagerung mit den Flötzen in flacher Neigung am Grundgebirge hängt (Klein-Przilep bei Beraun).

Ungemein häufig sind kleine Verwerfungen, die selten die Flötzmächtigkeit übersteigen und durch Staffelbrüche das Absinken des Flötzes zur Muldenmitte beschleunigen. Wo sie in sehr großer Zahl auf wenige hundert Meter zusammengedrängt auftreten (Radnitzer Ablagerung), können sie für den Bergbau sehr lästig werden. Von diesen kleinen Störungen, welche das Flötz oft in hohem Grade zerstückeln, muß es im allgemeinen sehr zweifelhaft bleiben, ob sie sich ins liegende Gebirge fortsetzen. Wahrscheinlich sind sie nur die Folge des ungleichen Zusammensinkens der übereinander geschichteten Massen, wie das im sedimentären Gebirge häufig beobachtet wird.

Allgemeinen tektonischen Einflüssen dürfte aber die flache Neigung der gesamten jungpaläozoischen Schichtserie gegen Nord und Nordwest im Gebiete zwischen Manjetin, Rakonitz und Schlan zuzuschreiben sein, welche zur Folge hat, daß im Süden die ältesten und im Norden bei Rabenstein, Jechnitz, Flöhau und Jungfernteinitz auch die jüngeren Ablagerungen erhalten sind. Das Gebiet von Kladno und Schlan wird überdies hauptsächlich von nordsüdlichen Verwerfungen zerstückelt, welche, häufig auf schmale Zonen zusammengedrängt, Sprunghöhen von 10—13 *m* erreichen können.

---

[1]) F. Katzer. Vorbericht über eine Monographie der fossilen Flora von Rossitz in Mähren. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. Prag 1895.

Dieselbe tektonische Richtung beherrscht in hervorragender Weise den genauer studierten südlichen Teil der Pilsner Mulde[1]) zwischen Staab und Dobrzan. Inmitten dieser beiden Orte setzt eine nordsüdliche Bruchzone hindurch und teilt die Ablagerung in zwei Hälften von verschiedenartigem Baue. Im Osten legen sich die untersten Schichten des Carbon auf die azoischen Schiefer und fallen, von kleineren Unregelmäßigkeiten abgesehen, flach westlich zur Muldenmitte. In der Westhälfte dagegen ist der Komplex von Schiefern und Sandsteinen zu einer flach ostweststreichenden Synklinale aufgestaut. Das Flötz liegt nahe der Bruchzone im Osten tiefer als im Westen. Durch die Bohrung in der Nähe des Bayerschachtes hat sich die Bruchzone als eine kombinierte Grabensenkung erwiesen, in welcher in mehreren Staffeln die Schichten um 200 *m* zur Tiefe gebracht wurden. In die Fortsetzung dieser Bruchzone, welche bis Nürschan deutlich verfolgt werden kann, fällt der Westrand des nördlichen Teiles der Pilsner Ablagerung und er verrät sich somit als tektonische Grenze.

Aber auch am Südende der Ablagerung bei Chotjeschau wird die Grenze durch eine Verwerfung, und zwar mit nordwestlichem Streichen bedingt. Ihre Sprunghöhe beträgt 700 *m* und sie ist jünger als der nordsüdliche Graben, den sie durschneidet.

In einer fast nordsüdlichen Linie liegen die permischen Lappen von Böhmisch-Brod und Schwarz-Kosteletz, die von Diwischau, von Chobot bei Wlaschim, von Chejnow bei Tabor und die größeren Ablagerungen am Rande der Budweiser Ebene mit dem gestörten Anthracitflötze; vermutlich kommt in dieser Anordnung ebenfalls eine tektonische Linie zum Ausdrucke und man könnte an eine zerrissene Furche denken, ähnlich derjenigen von Boskowitz am Ostrande des Urgebirges, die uns noch später beschäftigen wird. Mancherlei Störungen zerstückeln das Perm zwischen Böhmisch-Brod und Skalitz, vorwiegend in nordnordöstlicher Richtung; die Mächtigkeit von 1000 *m*, welche bei Przistoupin Südost von Böhmisch-Brod beim Schürfen nach Kohle erbohrt wurde, kommt durch die steile Schichtschleppung zu stande. Im südlichen Teile der flachen Mulde von Budweis erscheinen neben nordnordöstlichen auch nordnordweststreichende Absenkungen in größerer Zahl.[2])

Doch diese spätere Zertrümmerung, welche übrigens in den nördlichen Teilen der böhmischen Masse einen viel höheren Grad erreicht hat, ist nicht im stande den gewaltigen Gegensatz zu beeinflussen zwischen der stark gefalteten älteren und der nur wenig gestörten transgredierenden Serie, der aber deutlicher wäre, wenn, wie in Sachsen, auch hier die gefalteten Flötze des Untercarbon neben der obercarbonen Überlagerung vorhanden geblieben wären.

---

[1]) A. Weithofer. l. c.

[2]) Katzer. Příspěvky ku poznání permu českobrodského a černokosteleckého. Rozpravy Česk. Akad. Prag 1895, Roč. IV. Třída II. — Die anthracitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 43. Jahrg., 1895.

2. Die obere Kreideformation.

Die cenomane Transgression. — Gliederung der oberen Kreide. — Verbreitung und Lagerung. — Landschaft und Felsformen. — Wasserführung des Cenoman.

Abgesehen von den spärlichen Resten der Juraformation in der Rumburger Gegend und in der weiteren Umgebung von Brünn fehlen in der böhmischen Masse alle mesozoischen Sedimente bis zur oberen Kreideformation. Ein ganz außerordentlicher Zeitraum trennt diese Sedimente von ihrer Unterlage; in Schlesien ruhen sie zum Teil auf dem Buntsandstein; auf den Höhen des Riesengebirges und des Erzgebirges sowie im Innern der Masse transgredieren sie über paläozoisches oder allerältestes Grundgebirge.

Die Erscheinung, welche uns hier entgegentritt, ist eine der großartigsten, von denen die neueren stratigraphischen Studien Kenntnis gegeben haben, und wird jetzt allgemein als die cenomane Transgression bezeichnet. Zur Zeit der mittleren Kreideformation, stellenweise wie in Texas bereits im Gault beginnend, insbesondere aber mit dem Eintritte der Cenomanstufe, hat weites Übergreifen des Meeres auf frühere Festländer stattgefunden. So wie in Böhmen Lappen der Kreideformation, mit dem Cenoman beginnend, in horizontaler Lagerung auf hohen Urgebirgskämmen aufruhen, so werden übergreifende Schollen bei Hotzenplotz, bei Oppeln und an anderen Orten in Schlesien wahrgenommen, welche sich noch weiter gegen Ost über Krakau hinaus zu zu einer großen, den ganzen Süden des europäischen Rußland überspannenden Decke vereinigen; ja in den höheren Teilen der Kreideformation, im Senon, reicht die Transgression sogar bis über den Aralsee hinaus, bis in das südwestliche Sibirien. Zweifelhafte Spuren werden selbst noch weiter im Norden von der Soswa im westlichen Sibirien gemeldet.

Im Norden trifft man dieselbe Transgression nicht nur in Sachsen, sondern auch in einem sehr bedeutenden Teile des übrigen Deutschland und ihre Spuren reichen selbst bis Schottland.

Ebenso finden sich transgredierende Schollen, die mit der Cenomanstufe beginnen, auf der „Meseta", einem großen Massiv archäischer und paläozoischer Gesteine, welches in Spanien dieselbe Rolle spielt, wie das französische Zentralplateau und die böhmische Masse.

Noch mehr als dies: auch außerhalb Europas durch ganz Syrien, dann von den Nilmündungen her durch einen sehr großen Teil der Sahara und über ein beträchtliches Stück Arabiens breitet sich dieselbe Transgression; man fand ferner cenomane Reste an der Küste von Natal, ebenso wie an der afrikanischen Westküste; ebenso wie an der Westküste Ostindiens im Narbadatale; dann aber auch im allerfernsten Nordosten auf der Insel Sachalin an zahlreichen Punkten, ohne daß jedoch im Innern Chinas oder im Innern Sibiriens dasselbe Übergreifen der cenomanen Stufe bisher nachgewiesen worden wäre.

Dagegen beherrscht dieselbe Erscheinung auch die Erdhälfte jenseits des Atlantischen Ozeans. An der Ostküste der Vereinigten Staaten mit einzelnen Resten beginnend ziehen sich die Kreideablagerungen durch das Mississippital immer weiter nach Norden, treten in das Tal des Mackenzie über und werden von den Wellen der kanadischen Seen bespült. Marine senone Spuren sind sogar noch von der Insel Disko in Grönland bekannt.

In gleicher Weise greift die obere Kreide an einer Reihe von Punkten an der Nordküste Brasiliens über altes Festland und liegt hier auf dem archäischen Plateau. Es sind Anzeichen vorhanden, welche darauf hindeuten, daß zur Zeit der mittleren Kreide das Meer im Gebiete des Amazonas quer über die ganze Breite des südamerikanischen Kontinents gereicht hat.

Die Erscheinung in Böhmen erweist sich somit als ein Bruchstück und ein kleines Beispiel eines weit über den Erdball ausgedehnten Phänomens und wenn wir die hohe Lage der Kreidesedimente z. B. auf dem spanischen Urgebirge, und ihre allgemeine Verbreitung ins Auge fassen, wird es uns nicht Wunder nehmen, sie auch auf dem Rücken des Erzgebirges nächst dem hohen Schneeberge (721 *m*) und auf der Heuscheuer im Riesengebirge anzutreffen. Weitaus der größte Teil der böhmischen Masse war überschwemmt und es finden sich die allerletzten Reste der transgredierenden Gesteine auch entfernt von der zusammenhängenden Decke in Form loser Quarzitblöcke, sowohl auf dem böhmischen Silur als auch auf dem Urgebirge. Nur die höchsten Kuppen des Böhmerwaldes, des Riesengebirges und der Sudeten mögen über den Meeresspiegel emporgeragt haben.

An einzelnen Punkten des mährischen Urgebirges, wie z. B. auf den Granithöhen bei Trebitsch und auf den Glimmerschieferbergen bei Oslawan, finden sich in nicht geringer Zahl hellfarbige, geglättete Quarzitblöcke, manchmal von mehreren Kubikmetern Größe; die außerordentliche Härte dieser Gesteine, die weit und breit nicht anstehend angetroffen werden, legt die Vermutung nahe, daß man es mit den letzten Denudationsresten einer ehemaligen Kreidebedeckung zu tun hat, welche in Folge ihrer besonderen Widerstandsfähigkeit allein der Zerstörung entgangen sind.

Gliederung der oberen Kreide.

Für den transgredierenden Teil der Kreideformation hat sich die Trennung in drei Hauptgruppen allgemein eingebürgert, welche mit den Namen Cenoman (Cenomanien nach der Stadt Mans, Cenomanium, Dep. Sarthe) Turon (nach der Stadt Tours) und Senon (nach der Stadt Sens) belegt wurden. Die Sedimente, durch welche diese Formationsglieder in Böhmen und in den benachbarten Ländern vertreten sind, werden seit langem als Quadersandstein und als Pläner (vom Dorfe Plauen) bezeichnet. Ersterer, ein Quarzsandstein mit geringem, tonigem, quarzigem oder eisenschüssigem Bindemittel hat seinen Namen von der durch die ebenen Cleavageklüfte erzeugten kubischen Absonderung. Der typische Pläner besteht aus reinem,

sehr feinkörnigem, blaugrauem, sich gelblich entfärbendem und meist plattig geschichtetem Kalkstein, er geht an vielen Punkten in Plänermergel über.

Schon NAUMANN (1838) erkannte, daß Pläner und Quader nicht zwei getrennten Horizonten angehören, sondern daß in der Sächsischen Schweiz zwei Sandsteinhorizonte, und zwar einer über und einer unter dem Plänerkalke vorhanden sind. Ihm folgten GEINITZ (1839—1843) und A. E. REUSS (1840—1844) mit einer bestimmteren und reicher gegliederten Einteilung der Schichtserie. Es wurden vier Abteilungen angenommen, und zwar der Unterquader, die Plänerschichten, die Baculitentone und der Oberquader. Mit fortschreitendem Studium wurde die Gliederung immer reicher, J. KREJČI und A. FRITSCH, bei ihren im Auftrage des Komitees zur naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung unternommenen Arbeiten (1868—1873), unterschieden acht Horizonte, während SCHLOENBACH (1868) eine Gliederung nach paläontologischen Merkmalen und Benennung der Stufen nach ihren Leitfossilien unternahm; in ihren Hauptzügen findet die letztere noch gegenwärtig in Sachsen allgemeine Anwendung. Aber selbst der vereinigten Tätigkeit zahlreicher Forscher in den folgenden Zeiten wollte es nicht gelingen, volle Klarheit in das Bild der obercretacischen Schichtfolge zu bringen; mit der stets wachsenden Zahl neuer Beobachtungen schienen auch die Widersprüche sich zu mehren. Die Stufenfolge der einen Örtlichkeit schien an einer andern auf den Kopf gestellt, während andere Stufen wieder streckenweise vollkommen fehlten oder die gegenseitige Stellvertretung zweier Stufen aufs deutlichste nachgewiesen werden konnte.

Die außerordentliche Schwierigkeit dieser stratigraphischen Studien hat ihren Grund darin, daß die einzelnen Glieder in ihrer Verbreitung wesentliche Veränderungen der Facies, und zwar sowohl bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit als auch der Mächtigkeit und vielleicht auch der Fauna unterworfen sind. Das ergibt sich am deutlichsten aus den Arbeiten ZAHÁLKAS in Westböhmen, wo an zahlreichen nahe beieinander gelegenen Profilen, die allmähliche Veränderung der einzelnen Schichtglieder auf weite Strecken von Raudnitz gegen Ost, gegen West und gegen Nord gleichsam Schritt für Schritt verfolgt wurde. An manchen Profilen waren früher einzelne Gesteinslagen bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung verwechselt worden, einzelne Gieder (z. B. die Bischitzer Übergangsschichten) mußten aus der Reihe der selbständigen Stufen ausgeschieden werden; oft waren gleiche Stufen mit verschiedenen Namen belegt worden und in anderen Fällen mußte die Stufenfolge direkt vertauscht werden (Teplitzer und Priesener Schichten), so daß sich ZAHÁLKA veranlaßt sah, die alte Einteilung ganz fallen zu lassen und eine Neuordnung nach zehn Stufen (I—X) vorzuschlagen.[1])

Es ist hier nicht der Platz, um auf die Einzelheiten dieser verwickelten und verworrenen Stratigraphie näher einzugehen; nur auf die Hauptgruppen sei das Augenmerk gelenkt.

[1]) Č. ZAHÁLKA. Über die Schichtenfolge der westböhmischen Kreideformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 67 und zahlreiche frühere Arbeiten.

Über die beiden tiefsten Stufen, die Perutzer und die Korytzaner Schichten und über deren Zugehörigkeit zum Cenoman herrscht allgemeine Übereinstimmung. Sie verraten uns, in welcher Weise sich die außerordentliche Erweiterung des Meeres vollzogen hat. Das Liegendste bilden an vielen Punkten Schiefertone oder Quarzsandsteine mit der reichen Cenomanflora, mit den großen Crednerienblättern als besonders bezeichnendes Fossil;[1]) häufig sind ihnen Schmitzen oder Flötze schlechter Braunkohle eingeschaltet, die an verschiedenen Punkten in Böhmen und Mähren zu meistens bald verlassenen Schürfungen und Abbauversuchen Veranlassung gegeben haben; hie und da enthalten sie Knollen von Bernstein. Die einzelnen Vorkommnisse hängen nicht miteinander zusammen, doch finden sich diese Perutzer Schichten in gleicher Weise als Liegendes der Kreide in der Umgebung von Prag und in Spuren bis in die Gegend von Przibram, in der Umgebung von Raudnitz, im Egergebiet, besonders fossilreich in der Perutzer Schlucht, bei Neu-Straschitz, bei Loun, am Gehänge des Jeschken und an zahlreichen Punkten des weiten böhmischen Kreidegebietes einerseits bis an den Fuß des Hohen Schneeberges im Norden und im Süden bis über die mährische Grenze hinaus. Verschiedene Unionen und andere Mollusken weisen unzweifelhaft auf eine Süßwasserbildung.

Als Stellvertretung der Perutzer Schichten oder bereits zu den Korytzaner Schichten gehörig, liegt unmittelbar auf dem Grundgebirge in Sachsen und an vielen Punkten Böhmens das sogenannte Grundconglomerat; es besteht entweder aus Trümmern des Liegenden, aus Gneis, Phyllit, Kieselschiefer u. s. w. oder bloß aus Quarzgeröllen, seltener erscheint kalkiges Conglomerat. In Sachsen und Schlesien gehört der Untere Quadersandstein dieser Stufe (Carinaten Stufe) an, die sich übrigens als Küstenbildung durch sehr reichen Facieswechsel auszeichnet[2]) und in Böhmen häufig durch kalkige und mergelige Schichten vertreten wird. Bei Cudowa in Schlesien hat Michael einen cenomanen Pläner nachgewiesen.[3]) Ebenso wird ein cenomaner Pläner aus der Gegend von Chrast bei Skutsch als unmittelbare Überlagerung des Granites angegeben.[4])

Schon Krejči (1868) bemerkte, daß die einzelnen Horizonte der Kreide gegen Norden und Osten an Mächtigkeit zunehmen; damit steht ein bedeutendes Zunehmen der Sandsteinlagen gegenüber dem Pläner in Verbindung; gegen Nord oder Nordost mußte der Kontinent gelegen sein, von dem aus die Sedimente in das böhmische Kreidemeer getragen wurden. In Sachsen unterscheidet man drei Horizonte des Quadersandsteines: erstens den bereits erwähnten untersten, cenomanen Quader (mit Ostrea carinata), dann den

[1]) Oswald Heer. Flora von Moletein in Mähren. Denkschr. d. allg. schweizer. Ges. f. Naturw. Bd. XXIII, 1869.

[2]) R. Beck. Über Litoralbildungen in der sächsischen Kreideformation. Naturf. Ges. z. Leipzig. Jahrg. 1895/96.

[3]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1893, S. 195.

[4]) W. Petrascheк. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 403. — Dass. S. 275.

mittleren Quader (mit Inoceramus labiatus), welcher die Hauptmasse bildet, und drittens den mittelturonen Quader (mit Inoceramus Brogniarti); Kalkmergel und Baculitenschichten (mit Scaphites Geinitzi und Inoceramus Cuvieri) in Sachsen und im Elbegebiete bei Teschen werden zum Oberturon gerechnet. Doch wird von einzelnen böhmischen Geologen die Grenze zwischen Turon und Senon tiefer gelegt, so daß die mutmaßlichen Äquivalente der Baculitentone und die Scaphitenschichten, d. i. die Teplitzer Schichten, jedenfalls aber die Priesener Schichten bereits zum Senon zu rechnen wären.

Hiezu kommt in Böhmen, und zwar im nordöstlichen Teile des Elbetales noch ein weiterer Horizont von Quadersandstein, die Chlomeker Schichten oder der Groß-Skaler Quader. Sie sind dem Alter nach verwandt mit den Schichten von Kieslingswalde, welche wir in den Sudeten in Gräben versenkt antreffen werden.

Rasch schwinden, wie gesagt wurde, gegen Süden die Sandsteinlagen, so daß z. B. bereits in der Gegend von Hohenmauth und Leitomischl von Jahn nur drei Plänerhorizonte, mit nur unwesentlichen Sandsteinlagen, vertretend die Weißenberger, Teplitzer und Priesener Schichten, unterschieden werden.[1])

Darüber scheint ferner Übereinstimmung zu bestehen, daß das oberste Senon, die Vertretung der eigentlichen Weißen Kreide mit Belemnitella, wie sie z. B. in Galizien vorhanden ist, in Böhmen noch nicht angetroffen wurde.

Die Gesteine der Kreideformation finden in Böhmen als Bausteine sehr ausgedehnte Verwendung. So ist z. B. der Pläner des Weißen Berges ein Hauptbaustein von Prag und viele der historischen Bauten dieser Stadt, wie z. B. die große Karlsbrücke sind aus Quadersandstein errichtet.

Verbreitung und Lagerung.

Das fruchtbare Flachland an der Elbe und an deren Vereinigungen mit der Moldau und der Eger wird von den zusammenhängenden Kreidesedimenten gebildet und umfaßt etwa den fünften Teil von ganz Böhmen. Gegen Südwest im Gebiete von Prag und Kladno ist die Grenze allein durch den Grad der Abtragung bedingt; die Plateauhöhen nehmen die flach gelagerten Kreideschichten ein, während in den tiefen Tälern allenthalben die verschiedenartigen paläozoischen Gesteine zu Tage treten. Der Gegensatz in der Färbung zwischen dem dunkeln Liegenden und der übergreifenden Kreide, deren steile hellfärbige Felswände die flache Lagerung weithin sichtbar macht, gibt Transgressionsbilder, wie man sie sich deutlicher nicht wünschen kann. So liegen die Korytzaner Sandsteine weithin sichtbar über dem steilwandigen Steinkohlensandstein des Moldautales bei Kralup (Fig. 37, S. 159) und von der hellen Färbung des Pläners über den silurischen Schiefern führt der historisch berühmte Weiße Berg (380 m) vor den Toren Prags

[1]) J. J. Jahn. Bericht über die Aufnahmsarbeiten im Gebiete der oberen Kreide in Ostböhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 161.

seinen Namen. Am Laurentiusberge reichen die Kreideschichten bis in das Gebiet der Landeshauptstadt.

Gegen Nordost wird das zusammenhängende Kreidegebiet begrenzt von der bereits in der Einleitung erwähnten großen Lausitzer Überschiebung oder dem Elbbruche, der aus der Gegend von Meißen bei Dresden her in bogenförmigem Verlaufe über Schönlinde und Georgental, entlang dem Fuße des Jeschkengebirges über Pankratz, Liebenau und Klein-Skal und in einer Biegung gegen Südsüdost in mehrere parallele Brüche aufgelöst die gesenkte Kreidedecke von den stehen gebliebenen Horsten abtrennt; mit den letzteren werden wir uns in einem folgenden Kapitel zu beschäftigen haben.

Die Auflagerungsfläche und die ganze Masse der Sedimente senkt sich von der Umgebung von Prag und Kladno her allmählich gegen Nordost; in dem Maße der Senkung gelangen auch immer jüngere Stufen der Kreide zur Vorherrschaft. Bis zum Plateau von Raudnitz a. d. Elbe herrschen auf den Hochflächen vor allem die Weißenberger Pläner über die in den Talschluchten aufgeschlossenen cenomanen Schichten. Das Gebiet von Dauba und an den großen Teichen von Hirschberg, Habstein und Neuschloß nehmen mittel- und oberturone Quader und Pläner ein (Iser Schichten, Teplitzer Schichten, Baculitenmergel). Die jüngsten Schichtglieder, die Quader von Groß-Skal (Chlomeker Schichten) liegen bei Zwickau und bis zur Hohen Lausche, in dem knapp an den Bruchrand anschließenden Gebiete. Am Bruche selbst, wo die Kreideschichten steil emporgeschleppt sind, kommen wieder die tiefsten Zonen, das Grundconglomerat und die grobkörnigen Quader der Korytzaner Schichten, als schmaler Saum, steil mit zackigem Schichtenkopfe hochaufragend zum Vorschein.[1]

Eine zweite ähnliche gewaltige Dislokation begrenzt die große gesenkte Kreidetafel gegen Nordwest; es ist der Abbruch des Erzgebirges. An den geradlinig nordnordoststreichenden Abfall des Urgebirges lehnen sich von Klostergrab an ostwärts einzelne Schollen von cenomanem Sandstein, stellenweise von steil südfallenden Pläner überlagert, der gegen Teplitz zu unter sanft geneigten Braunkohlenbildungen verschwindet. Der Fallwinkel beträgt 20—40°, ja stellenweise selbst 60° und auch hier ragen die Schichtenköpfe über dem Urgebirge stellenweise steil zackig empor, so namentlich zwischen Judendorf und Rosenthal, bei Schandau und Liesdorf. Auf der sogenannten „Wand“ bei Nollendorf bilden zahlreiche Sandsteinblöcke die Reste eines ähnlichen an den Urgebirgsabhang angelehnten Lappens. Bei Tyssa erscheint auch auf der Höhe des Erzgebirges die zusammenhängende Kreidedecke, nachdem bereits früher die cenomanen Reste bei Nollendorf und am Fuße des basaltischen Spitzberges Zeugnis gegeben haben von dem einstmaligen Übergreifen des Kreidemeeres über den ganzen Urgebirgsrücken. In mehreren Staffeln erhebt sich die steile Kante der Kreidedecke über die weichen Rundformen des lehmig verwitterten Gneises. Eine erste schwächere Staffel bildet der feinkörnige cenomane Quader mit *Ostrea carinata*, darauf folgt

[1]) S. Kap. VIII.

eine sanftere Lehne, welche durch einen mergeligen Horizont mit *Rhynchonella bohemica* gebildet wird, es ist eine wasserführende Schichte, aus welcher reichliche klare Quellen heraustreten; diese Wassermassen sind die Ursache des starken Zurückweichens der nächsten Staffel, des härteren Quaders mit *Inoceramus labiatus*, aus welchem die vielbesuchten, sonderbaren Felsformen der Tyssaer Wände bestehen (Fig. 38). Eine dritte Staffel über einem abermaligen wasserführenden Horizont (Glaukonitischer Sandstein mit Rhynchonella bohemica und Pläner mit Spondylus spinosus) bildet das Plateau des Hohen Schneeberges mit dem höchsten Punkte des Sächsisch-

Fig. 38. Transgression der Kreide beim Dorfe Tyssa.
Rechts am Rande im Talgrunde Gneis des Erzgebirges. Bei den Häusern erste cenomane Quaderstufe; dann abgeflacht die wasserführende Mergelschichte. Links zweite unterturone Quaderstufe (Tyssaer Wände); im Hintergrunde rechts, jenseits des Erzgebirgsbruches, das vulkanische Mittelgebirge.

böhmischen Sandsteingebirges[1] (721 *m*). Es besteht aus Quadersandstein mit Inoceramus Brogniarti, also nicht aus den höchsten Schichten des Kreidesystems überhaupt; nach der Annahme der sächsischen Geologen mag es noch von oberturonen und senonen Sedimenten in einer Mächtigkeit von 300 *m* überlagert gewesen sein, so daß der Wasserspiegel des Kreidemeeres wenigstens 1000 *m* über dem heutigen Ozean gestanden haben mochte.

Unterhalb des Schneebergplateaus beim Dorfe Eulau liegen noch Schollen abgesunkener Kreide; sie gewinnen gegen Osten immer mehr Zusammenhang,

[1] Schalch. Sekt. Rosenthal. Hoher Schneeberg. S. Erläuterungen z. geolog. Spezialkarte von Sachsen, S. 48.

der Abbruch verwandelt sich allmählich in eine Flexur. Zu beiden Seiten der Elbe bei Tetschen kann man beobachten, daß die schwebenden oder flach nordfallenden Schichten der Kreidedecke sich anfangs in der Richtung gegen das Mittelgebirge sanft neigen und dann plötzlich zur Peiporzer Schlucht und zur Stadt Tetschen in steilem Winkel (30—40°) abstürzen. Aber in der Schäferwand und im gegenüberliegenden Schloßberge von Tetschen trifft man eine weitere steil aufgerichtete Scholle, der Abbruch ist hier in wiederholte Verwerfungen mit steilgeschlepptem Flügel aufgelöst. Östlich von Tetschen grenzen die oberturonen Baculitenmergel des abgesunkenen Flügels an den steil geschleppten mittelturonen Quader. Sie tauchen noch weiter im Osten bei Böhmisch-Kamnitz unter die erwähnten jüngsten Quader der Chlomeker Schichten. Der weitere Verlauf der Senkung gegen Osten über Böhmisch-Kamnitz hinaus ist noch nicht klargestellt.

Vom Tetschener Schneeberge gegen Nord und Nordost überblickt man das Sandsteingebiet der Sächsisch-böhmischen Schweiz bis in die Gegend von Dresden. Im Gegensatz zur vielgegliederten und kuppenreichen Landschaft des Mittelgebirges im Süden, sinkt das Waldland im Norden in sehr sanften Wellen ab, deren immer blasser werdende Konturen allmählich im fernen Blau des Elbtalnebels verschwimmen. Nichts verrät von hieraus dem Auge die tiefen und steilen Taleinschnitte zwischen den Ebenheiten; ja selbst die Lage des tiefen Elbtalcañons wird erst bei genauerer Betrachtung der topographischen Einzelheiten der Gegend erschlossen, denn zu beiden Seiten des Tales bewahrt die Oberfläche der Kreide die gleiche Höhenlage. Nur die tafelförmig abgestutzten Felsenberge der Sächsischen Schweiz, die sogenannten „Steine" sind als auffallendere Bergformen dem ferneren östlichen Kreidelande aufgesetzt; unter ihnen der höchste, der Rosenberg (616 *m*), besteht aus horizontalem Kreidesandstein unter einem basaltischem Ergusse.

So wie die Kreide von den Höhen bei Prag bis zur Lausitzer Verwerfung und zur Flexur bei Tetschen langsam abfällt, senkt sich eine zweite, kürzere Scholle vom Tetschener Schneeberge nordwärts zur Elbe bei Pirna und zur Lausitzer Verwerfung bei Dittersbach. Eine Anzahl von Verwerfungen gliedert noch das Innere des böhmischen Kreidelandes, doch ist die Tektonik des Flachlandes und der Hochflächen noch keineswegs genügend erforscht und überhaupt als ebenes Feld- und Waldland auf weite Strecken nur schwer der Erforschung zugänglich. Am deutlichsten ist die breite Senke, in welcher sich die tertiären Braunkohlenbildungen ausbreiten und in welcher weitaus der größte Teil der jungen eruptiven Aufbrüche zu dem Höhenzuge des Mittelgebirges zwischen dem Saazer Becken im Südwesten und der Zittauer Einsenkung im Nordosten zusammengedrängt ist; sie wird uns im nächsten Kapitel beschäftigen.

Ein paralleler Bruch begleitet südlich den Egerfluß. Das Plateau besteht aus Pläner der Weißenberger Schichten, an deren Fuße stellenweise die cenomanen Quader zum Vorscheine kommen, über diesen werden im abgesunkenen Flügel längs der Eger auch die hangenden Malnitzer Grünsande

nebst grauem Plänermergel und Baculitentonen gefunden. Am deutlichsten kann der Abbruch verfolgt werden auf der Linie Tuchorzitz, Lippenz, Simech bis in die Gegend südlich von Laun; parallele Staffeln, die sich dann zum eigentlichen Absturze des Raudnitzer Plateaus fortsetzen, erwähnt Krejči aus der Gegend von Donin bei Jungfernteinitz.

In demselben, d. i. im erzgebirgischen Sinne, verläuft ferner eine deutliche Verwerfung in der Gegend von Auscha; sie scheint die Richtung des Egertales fortzusetzen. Vom Dorfe Simmer westlich von Auscha über Bleiswedel und Sterndorf zieht der Abbruch des Plateaus von Auscha.

Ein anderes System von inneren Störungen ist mit dem sudetischen Abbruche in Verbindung zu bringen; wie z. B. der Abbruch, der von Luschan östlich von Jitschin über Wostromjerz und Horzitz gegen Klein-Pürglitz zieht und an welchem cenomaner Quader im Norden gegen die turonen Weißenberger Schichten abstößt. Das ausgedehnte Bruchsystem im Südwesten von der Gegend bei Pottenstein und Geiersberg bis weit nach Mähren steht mit dem Aufbaue des Sudetensystems in innigem Zusammenhange und wird mit diesem zugleich besprochen werden.

Die breite Senke mit den Teichen von Habstein und Hirschberg südlich von Böhmisch-Leipa wird ebenfalls einer Störung im sudetischen Sinne zugeschrieben und einen deutlichen Graben, in der Richtung von Melnik gegen Bischitz, der sich vielleicht im südwestlichen Abbruche des Eisengebirges fortsetzt, werden wir unten kennen lernen.

Landschaft und Felsformen.

Kaum ein zweites Formationsgebiet der böhmischen Masse besitzt eine so ausgeprägte Eigenart wie das der Kreide und kaum bei einem zweiten lassen sich die manchmal bizarren Eigentümlichkeiten der Landschaft so klar von der Natur der Gesteine ableiten. Wohl besteht ein allgemeiner Gegensatz zwischen den höher gelegenen Kreidegebieten mit vorwiegenden Sandsteinen, in der Sächsisch-böhmischen Schweiz und im Riesengebirge, im Vergleiche zum Tieflande mit der reicheren Plänerentwicklung, aber im großen ganzen gehören sie doch zusammen und man kann ein einheitliches Bildungsgesetz erkennen, welches ebenso die bizarren Felsgründe wie die sanfteren, grünen Talformen zwischen den Ebenheiten, im östlichen Böhmen im Gebiete der oberen Zwittau und der beiden Adlerflüsse, beherrscht. Freilich, wo im Elbgebiete jüngeres Alluvium sich weithin über die Kreide ausbreitet, wird die Landschaft zur reinen Ebene ohne besondere Charakteristik und Eigenart. Anderseits tritt noch im Westen von der Gegend bei Jitschin über Jungbunzlau und bis zum Mittelgebirge, ein weiteres, fremdes Element bestimmend in die Kreidelandschaft; es sind die zahllosen, weithin verstreuten Eruptivkegel, die sich im Mittelgebirge zu einem selbständigen Höhenzuge vereinigen und wenn sie auch mit der Kreidedecke innig verwachsen sind, doch eine besondere Besprechung verdienen.

Am trefflichsten kommt die landschaftliche Eigenart des Kreidegebietes zum Ausdruck in den höher gelegenen Sandsteingebieten, in den vielbesuchten Touristengegenden der sogenannten Sächsischen und Böhmischen Schweiz zu Seiten des Elbtales zwischen Tetschen und Schandau und in den horizontalen Sandsteintafeln auf den Horsten der Sudeten, im Gebiete von Adersbach und Weckelsdorf und auf der Heuscheuer — aber auch im gesenkten Flügel innerhalb der höchsten senonen Quaderstufen des Gebietes von Groß-Skal sind dieselben abenteuerlichen Felsen in größerer Ausdehnung zur Entwicklung gekommen.

Ebenso wie bei den südlichen älteren Gebirgen spricht man auch hier von mehr oder weniger ebenen Hochflächen, in welche die Flußtäler eng und felsig eingesenkt sind; auch die allgemeinen Höhenverhältnisse sind beiläufig dieselben, trotzdem fällt der Gegensatz im landschaftlichen Typus sofort in die Augen. Die vorwiegend chemische Verwitterung bedeckt die Oberfläche des Urgebirges und der paläozoischen Schiefer mit einer mächtigen Lehmdecke und erzeugt sanfte Wellenformen und nur wo sie sich im Talrand zum Flusse niederbiegt, treten dunkle, kompaktere Felsmassen zu Tage, gelegentlich durch die steile Schieferung in schräggestellte, unscharfe und klotzige Kämme gegliedert.

Die fast rein mechanische Verwitterung im horizontalen Quarzsandstein, besonders in den oberen Quaderstufen mit höchst spärlichem Bindemittel, erzeugt viel schärfere Kanten und noch größere Gegensätze. Von den meist mit Nadelwald bestandenen Hochflächen, den „Ebenheiten“, wie sie in Sachsen benannt werden, fallen ganz senkrechte Felswände zum Tale nieder, nur der untere Teil der Wände ist in der Regel durch Schutt und Trümmerwerk verkleidet. Wilde und enge Schluchten schneiden seitlich in die Wände und lösen dieselben in Felsgruppen von übereinander geschichteten Gesteinsplatten und einzelne Gesteinssäulen und Türme von abenteuerlichen Formen auf, in welchen einige Phantasie leicht da und dort die Umrisse verschiedener Gestalten und Profile herausfindet. Tausende von Vergnügungsreisenden in den genannten Gebieten lassen sich jährlich durch die Erläuterungen der Felsgebilde von den Führern unterhalten.

Die Formen, welche die Verwitterung den Felsen verleiht, sind bedingt durch die Wege, welche dem im Gestein zirkulierenden Wasser in den Gesteinsfugen vorgezeichnet sind; es sind dieselben, welche auch die Quaderförmige Absonderung des Gesteins hervorrufen, nämlich die flache Schichtung und die meist senkrechte Klüftung.[1])

Die Klüftung besteht aus zarten Rissen und ebenen Flächen geringer Kohäsion (von den Steinbrechern als „Lose“ bezeichnet), welche auf weite Strecken geradlinig verlaufend den Quadersandstein in der Regel nach zwei annähernd aufeinander senkrechten Richtungen zerteilen. Seltener wird eine

[1]) S. A. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, herausg. von A. Kirchhoff. Bd. II, Heft 4. Stuttgart 1887, S. 287 ff.

dritte oder selbst eine vierte Kluftrichtung von geringerer Deutlichkeit beobachtet; hie und da wird auf größere Strecken die Klüftung sanft wellig und in verschiedenen Teilen des Gebirges ist die vorherrschende Richtung verschieden. Nach HETTNER wechselt die Klüftung im Sandsteine der Sächsischen Schweiz beiläufig in parallelen Richtungen zum bogenförmigen Verlauf der Lausitzer Granitüberschiebung. Ohne Zweifel ist die auffallende, überall stark hervortretende Erscheinung einer Zerreißung der Gesteinsmasse durch Torsion und Gebirgsdruck zuzuschreiben.

Nicht minder deutlich ist die Schichtung auf den angewitterten Felsen ausgeprägt; aufs deutlichste sind härtere und weichere, gröbere und zartere Bänke als Rippen und Furchen aus der Gesteinswand herauspräpariert und an vielen Punkten aller Sandsteinhorizonte wird als zarte Zeichnung auf dickeren Horizontalbänken die schräge Diagonalschichtung oder Übergußschichtung beobachtet, eine Erscheinung, welche auf die Umlagerung des Sandes durch die Brandungswellen und durch den Wechsel von Ebbe und Flut zurückgeführt wird und jedenfalls auf eine küstennahe Sedimentbildung hindeutet.

Die großen Wassermengen, welche die Sandsteinplateaus bei jedem Regengusse verschlucken, nehmen ihren Austritt an Schichtfugen oder eisenschüssigen Lagen und lockern hier den Zusammenhang des ohnehin weichen Gesteines, Sandkorn um Sandkorn loslösend; so entstehen entlang der Schichtfugen Reihen kleiner Höhlungen. Wenn die Höhlungen nahe aneinander rücken, so daß sie nur durch kleine Gesteinssäulen voneinander getrennt sind und partienweise mit ineinander verschmelzen, entstehen förmliche kleine Galerien. Selbst auf mehrere Meter Tiefe kann das Gestein längs solcher wasserführenden Schichtfugen aufgelockert und der losgelöste Sand durch das ausfließende Wasser entfernt werden. Manchmal sind überhängende Felswände durch die zahlreichen kleinen Grübchen und Höhlungen ganz löcherig zerfressen; da mag nach HETTNER mehr zufälliger Austritt des Wassers, welches entlang den Wurzeln ins Gestein hinabsinkt, eine Rolle spielen. Aber auch ganz namhafte Höhlen und Überhänge von mehreren Metern Umfang können auf dieselbe Weise durch die mechanische Wirkung des Schwitzwassers zu stande kommen. Wenn die nächststehenden Quadersäulen nach und nach zusammenstürzen, werden solche Höhlen zu Felsentoren, wie sie in den Tyssaer Wänden auftreten und von denen das Prebischtor in der Sächsischen Schweiz als großartigstes Beispiel bekannt ist.

In etwas anderer Weise, zunächst durch Anwaschung vom Tage her, dann durch Ausfüllung mit Schnee und Sprengung durch Frost, wirkt die mechanische Verwitterung auf die senkrechten Gesteinsklüfte. So werden die gewaltigen Sandsteinsäulen und Quader vielleicht unter Mitwirkung der Pflanzenwurzeln losgelöst und durch die fortschreitende Unterwaschung an den Schichtfugen schließlich zu Falle gebracht. So entstehen die senkrechten in ebenflächige und kantige Säulen gegliederten Felsabstürze, wie in den Tyssaer Wänden und mehr oder weniger vollkommen an anderen Punkten.

In wundervoller Regelmäßigkeit, gleich den Kommodekästen in einem Möbelmagazin, stehen die scharfkantigen Sandsteinprismen am Gehänge des oberen Einganges der Weckelsdorfer Felsenschlucht im Heuscheuergebirge (Fig. 39). Mancher Pfeiler lehnt noch in schräger Neigung an der Wand, anscheinend bereit demnächst herabzustürzen, an anderen Stellen gingen ganze Wandpartien als unerwartete Bergstürze gleichzeitig in die Tiefe.

Wo einzelne Pfeiler früher aus der Wand herausstürzten, bildete sich eine Regenschlucht, oft einer Gruppe von Klüften folgend und eine enge geradwandige Felsengasse tief einschneidend. Zu gerundeten Felsenkesseln erweitert und immer mehr an Umfang zunehmend, verschmelzen die Regenschluchten

Fig. 39. Senkrechte Klüftung im Quadersandstein. Weckelsdorf.

allmählich mit benachbarten Kesseln, die größeren Kessel zehren die kleineren auf, während sich an den Rändern der Hauptkessel immer wieder neue kleinere Einschnitte bilden. So werden zwischen dem Ausgange der Schluchten und Kessel allmählich einzelne Felsenpfeiler und Türme losgetrennt; Regen und Wind runden die scharfen Kanten der ursprünglichen Klüftung, ebenso greift die Verwitterung stärker die Schichtfugen an und rundet die Quadern zu übereinander geschichteten Sack- und Kugelformen. Zufällige geringe Unterschiede in der Härte des Gesteins kommen hier am stärksten zum Ausdrucke und tragen bei zur phantastischen Felsgestaltung (Fig. 40). Durch die Verbindung der Felsenkessel in verschiedenem Grade und die mannigfache Gruppierung der Felsenpfeiler entstehen wirre Schluchtsysteme und förmliche Felsenlabyrinthe, in denen man ohne Führer leicht die Orientierung verliert.

Es hängt von verschiedenen Umständen ab, von der Menge des ausfließenden Wassers, von der Steilheit der Wände, von der Neigung der Schichtfugen, wie hoch sich der Schutt der abgestürzten Felsmassen am Fuße der Wand anhäufen kann. Wo reiche Wassermengen über einer Kalk- oder Mergelschichte austreten, wird der Schutt zum größten Teile entfernt werden, dann kann ein rascheres Zurückarbeiten der Wand eintreten. Wasserführende Horizonte erscheinen dann als deutliche Terrainstufen, wie z. B. in der Umgebung des Tetschener Schneeberges, wo die einzelnen Staffeln der Quaderhorizonte fast an gewisse plastische Höhenschichtenkarten erinnern. (Fig. 38). In anderen Fällen, wie z. B. im Cañon des Elbtales, verbirgt die Schuttdecke, unter welcher die Abtragung eingestellt ist, einen felsigen Sockel unterhalb der senkrechten Wand, der gelegentlich bei Straßen- oder Bahnbauten aufgeschlossen werden kann.

Fig. 40. Beispiel von Felsformen des Quadersandsteines aus der Schlucht bei Adersbach.

Durch Erweiterung der Kessel und Rückschreiten der Wände werden einzelne Berge von den höheren Tafeln abgelöst. Die zahlreichen ebenflächig abgestutzten Tafelberge über den Ebenheiten der Sächsischen Schweiz, die sogenannten „Steine“, sind als Reste einer älteren Denudationsplatte anzusehen, von der noch ein größeres zusammenhängendes Stück in der Hochfläche des Tetschener Schneeberges erhalten ist; zum Teile, aber namentlich am rechten Elbeufer, werden zu den „Steinen“ auch die basaltischen Dome und kegelförmigen Durchbrüche gerechnet, von denen, wie gesagt, der Rosenberg (616 *m*) am höchsten emporragt.

In tiefer gelegenen Landesteilen erzeugen nur kürzere Gewässer mit steilerem Gefälle enge romantische Schluchten, wie z. B. die Edmundsklamm des Kamnitzbaches bei Herrnskretschen an der Elbe. In größeren Tälern mit geringerem Gefälle, kommt die seitliche Erosion mehr zur Geltung und schafft schmälere Talböden mit grünem Baumwuchs. Es entstehen dadurch recht verschiedene Talbilder. Als echter Cañon ist die Elbe unterhalb Tetschen in das Tafelland der Kreide eingeschnitten und sie hat noch auf der Strecke von Tetschen abwärts bis Niedergrund das liegende Grundgebirge bloßgelegt (s. unten S. 236). Sehr scharf ist die obere Talkante mit den senkrechten Wänden des Labiatusquaders; streckenweise stürzen diese fast bis zum Flusse nieder, in der Regel aber bespült der Fluß die bis zur Hälfte des Gebirges hinaufreichende waldig bewachsene Schutthalde und den darunter verborgenen Felsensockel.

Sanftere Formen, mit freundlichem frischen Grün überwachsene Gehänge zeigen die Täler des ebenen Kreidegebietes von Böhmen. Große Alluvien breitet die Elbe hier über den Talboden, denn sie kann den aus dem Riesengebirge hergebrachten Schutt mit ihrem geringen Gefälle nicht weiter fördern. Die Täler ihrer Nebenflüsse soweit sie in das Kreidegebiet fallen, zeigen immer noch recht deutlich die Andeutung des Cañoncharakters mit scharfer oberer Talkante, wenn auch die Talböden relativ schmal und die Gehänge nur niedrig sind. Oft verkleidet der Schutt die Wände vollkommen und nur gelegentlich erinnert ein frischer Aufbruch an die hellfarbigen Felsgestalten der höher gelegenen Gebiete, wie z. B. die kleine Gruppe von Felsenpfeilern der „Pelitze“ im grünen Tale der stillen Adler bei Chotzen.

Wasserführung des Cenoman.

Wir sehen, daß die Wasserführung der Gesteine, ihre geringe Härte und ihre Fähigkeit Schwitzwasser abzugeben in erster Linie maßgebend ist für die Oberflächenform der Kreidegebiete; wir werden im weiteren sehen, daß namentlich die Wasserführung des Cenomans sogar auf Richtung und Entstehung der Flußläufe Einfluß ausübt.

Ein sehr auffallendes Beispiel dieser Wasserführung bildet das fast geradlinig aus Nordnordwest von Zwittau über Brüsau und Lettowitz herabziehende T a l d e r Z w i t t a w a. Aufwärts gehend, verläßt man bei Lettowitz das Rotliegende und tritt in Hornblendeschiefer ein, welcher von hier an bis Chrostau (unterhalb Brüsau), d. i. durch etwa 8—9 *km* die Talsohle bildet. Über demselben lagern im Westen in zusammenhängender Decke, im Osten in vereinzelten Schollen, cenomaner Sand und auf diesem mächtiger Plänerkalkstein. Kleinere und größere Quellen entspringen aus dem Sandstein und lockern die unterste Schichte, der Pläner sinkt nach, streckenweise das Cenoman völlig mit seinen Trümmern verhüllend.

Nachdem Makowsky und Baron Schwarz die Aufmerksamkeit der Stadt Brünn auf dieses Quellgebiet und seine Verwendbarkeit für die Ver-

sorgung dieser großen Industriestadt gelenkt hatten, sind die Wasserverhältnisse der Zwittawa genaueren Untersuchungen unterzogen worden.[1])

Oberhalb Chrostau verschwindet der Hornblendeschiefer. Die Kreideformation bildet nun beide Talseiten, beiderseits erfolgen mächtige Quellausflüsse, welche nach kurzem Laufe schon selbständige Bäche bilden und auf beiden Seiten gewahrt man im großen Maßstabe das Einbrechen des mächtigen Plänerkalkes über das Ausgehende des cenomanen Sandes, so insbesondere an der Westseite nahe der Mündung des Bielabaches und im Osten unweit der Eisenbahnstation Brüsau.

Das Cenoman ist nun von beiden Seiten bis in die Talsohle herabgerückt; die Quellausflüsse dauern an, zum Teile aus dem Schwemmlande an den Rändern des Tales hervordringend. Noch etwas weiter aufwärts dürfte das Cenoman, sei es infolge des Ansteigens der Talsohle, sei es infolge einer leichten Neigung gegen Nord, bereits unter der Talsohle liegen und es ist möglich, daß die weiteren Quellausflüsse nicht mehr aus dem überfüllten Cenoman, sondern aus dem unteren Teile des zerklüfteten Plänerkalkes hervortreten.

Bei einer Verengung des Tales, an den Quellhütten bei Muslau (etwa 13—13½ *km* vor dem Eintritt in die Kreideformation bei Lettowitz) erfolgt der stärkste Wasseraustritt; von hier aus soll Brünn mit Trinkwasser versorgt werden.

Über die Talabhänge bei den Quellhütten ersteigt man leicht das weit ausgedehnte, mit Ortschaften und Waldparzellen überstreute, 500 *m* hohe Kreideplateau. Im Osten, am Schönhengst ist es durch den Steilabfall gegen das Rotliegende von Mährisch-Trübau begrenzt; im Westen durch die Auflagerung der Kreide auf das Urgebirge bei Swojanow. Wir befinden uns hier auf dem südlichen, keilförmigen Teile der großen Kreidetafel, welche gegen Norden rasch an Breite zunehmend, sich weiterhin über das Elbtalgebiet erstreckt. Wie überall auf den Kreidehochflächen, sind die Ortschaften wasserarm, die Niederschläge versinken im Plänerkalkstein und speisen somit das Infiltrationsgebiet der Zwittawaquellen.

Die Zwittawa mit ihren Nebenflüssen gleicht einem drainierenden Graben, der von Süden her eingeschnitten ist in die große Tafel der Kreide. Allerdings scheint bei diesem Einschneiden dem Cenoman hier eine ähnliche Rolle zuzufallen, wie am Fuße der Klippen westlich von Hâvre in Nord-Frankreich. Man kann sich vorstellen, daß der Lauf der Zwittawa oberhalb Lettowitz einer vorcretaceischen Talfurche im Hornblendeschiefer entspreche. Es werden schon seit langen Zeiten in dieser Ausmuldung der Unterlage Quellausflüsse stattgefunden haben; rückschreitend mögen sie den Plänerkalk zum Absturze gebracht und dann entfernt haben, so wie sich der Vorgang noch heute offen sichtbar bei Brüsau vollzieht.

[1]) Insbesondere E. Tietze: Bemerkungen über das Projekt einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiete westlich von Lettowitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLVIII, S. 179—206 und derselbe: Zur Frage der Wasserversorgung der Stadt Brünn, ebenda LI, 1901, S. 93—148.

So haben die große cenomane Transgression und eine eigentümliche, gleichsam von unten her wirkende Art der Talbildung die Bedingungen geschaffen, um Brünn reichlich mit gutem Wasser zu versorgen.

Bei weitem nicht so günstig und nicht so einfach wie für Brünn, hat die Natur die Lage der Dinge für Prag geschaffen. Auch hier wurde die Aufmerksamkeit zunächst auf die quellreichen Ränder der Kreideformation gelenkt, aber während in Brünn diese Ränder oberhalb der Stadt liegen und eine Zufuhr durch das natürliche Gefälle möglich ist, mußte man von Prag talabwärts gehen und diese Ränder zwischen den Mündungen der Iser und der Moldau in die Elbe aufsuchen, und während die Zwittawa einen natürlichen drainierenden Graben in einem weiten, zusammenhängenden Plateau darstellt, sind in der betreffenden Strecke nördlich von Prag die Ränder der Kreideformation ziemlich unregelmäßig abgetragen und das Cenoman bietet seine Wässer nicht unter so glücklichen Umständen, wie für Brünn.

Laube hat eine in vieler Beziehung lehrreiche Schilderung des untersuchten Gebietes geliefert, welcher das Folgende entnommen ist.[1])

Nördlich von der Elbe zwischen der Iser und Melnik sind drei wasserführende Horizonte vorhanden:

1. Den tiefsten bildet das Cenoman; dieser Horizont ist aber nur durch Bohrungen an der linken Seite des untersten Laufes der Iser erschlossen. Die cenomanen Wässer stehen hier unter artesischem Druck; sie sind weich und enthalten, wie dies bei tieferen artesischen Wässern nicht selten ist, geringe Mengen von Chlor.

2. Den zweiten Horizont liefern die Wässer des turonen Quadersandsteins, welche über Lagen von glaukonitischem Quadermergel gesammelt werden. Sie speisen an den Rändern des Quaderplateaus die Quellbäche von Wrutitz (Kokorschiner Tal) und Koschatek, welche unmittelbar die Elbe erreichen und geben viel Quellwasser an den Iserfluß sowie unmittelbar an die quartären Schotter ab. Die Wässer des Turon sind infolge der Berührung mit dem kalkigen glaukonitischen Mergel härter als jene des Cenoman, auch nehmen sie Eisen auf.

3. Der dritte Horizont ist das Grundwasser der quartären Schotter, verschiedenartig in seiner Zusammensetzung und bestehend aus einem Gemenge von direktem Niederschlag und von hartem Wasser des Turon.

Ein schmaler, etwa 17 *km* langer, cretacischer Rücken zieht die Elbe begleitend, von Melnik gegen Südost. Der Bach Koschatek durchschneidet ihn und der höchste, südöstliche Teil heißt Tschetschemin (234 *m*). Die Bohrungen haben gelehrt, daß dieser Rücken an seiner nordöstlichen Seite von einem Graben begleitet ist, der ihn von dem zusammenhängenden Kreidegebiete im Nordosten abtrennt. Laube nennt den Graben den Melniker

[1]) G. C. Laube. Die im Auftrage der böhmischen Sparkassa durchgeführten Vorarbeiten zur Wasserversorgung von Prag und seinen Vororten. Sitzungsber. d. Ver. „Lotos“. 1899, Nr. 7.

Graben und meint, man dürfe noch weiter gegen Südost in den Kreideinseln von Alt-Prerau und Sadska Fortsetzungen des Tschetschemin vermuten. In diesem Falle dürfte sich ein Zusammenhang zwischen dem Melniker Graben und der oben erwähnten Senkung an der Westseite des Eisengebirges ergeben (s. S. 150).

Der nordwestliche Teil des Melniker Grabens enthält beträchtliche Mengen des gemischten Grundwassers. In demselben wurde bei Klein-Aujezd versuchsweise eine Pumpstation errichtet. Die schließlichen Anträge der Techniker haben in erster Linie die Grundwässer bei Lissa und bis Tschetschetitz in einem südlichen Teile des Grabens ins Auge gefaßt.

VI. Abschnitt.

Tertiäre Sedimente und Eruptionen im Süden der erzgebirgischen Senkung.

Allgemeine Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkane. — Nordböhmische Braunkohlenbildungen. — Flötzstörungen und Bergbau im Teplitzer Becken. — Eruptivgesteine im Mittelgebirge. — Essexit von Rongstock. — Phonolithlaccolithen. — Gänge. — Ergüsse und lose Auswurfsmassen. — Das Duppauer Gebirge. — Kammerbühl und Eisenbühl.

Allgemeine Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkane.

In wunderbarem Gegensatz zum einförmigen und ungegliederten Rücken des Erzgebirges und zu den hellen, leicht abbröckelnden, steilen und splitterigen Wänden des Kreidegebirges stehen vereinzelte oder zu Gruppen und Höhenzügen vereinigte Kuppen und Kegel, welche das Produkt der in ganz Europa bemerkbaren lebhaften Eruptionsepoche der mittleren Tertiärzeit sind. Die bedeutendsten Magmamassen liegen in der Senke, welche vom Erzgebirgsrande und von den oben erwähnten Brüchen in der Kreide nächst dem Egertale und bei Auscha begrenzt wird; sie setzen das breite Duppauer Gebirge und die vom Elbtale durchschnittene Kuppenreihe des böhmischen Mittelgebirges zusammen. Sie überlagern und durchbrechen die kristallinische Unterlage, die hier vorwaltend kalkigen Bildungen der Kreide und zum größten Teile auch die Süßwasserbildungen des Oligocän und Miocän, welche als Ebenen die Zwischenräume in der Senke zwischen den Eruptivkuppen ausfüllen. So trennen die Ergüsse des Duppauer Gebirges das Becken von Teplitz, Brüx und Komotau von den westlichen Braunkohlenbildungen, welche wieder durch den alten Schieferrücken von Maria-Kulm in zwei gesonderte Becken, das von Falkenau und das von Eger, getrennt sind. Man kann sich vorstellen, daß eine Gruppe von Süßwasserseen von viel größerem Umfange, als ihn die heutige Verbreitung der jungen Kohlenbildungen des nördlichen Böhmen anzeigt, über diese Strecken ausgebreitet

war; reiche subtropische Laubwälder, bevölkert von großen Säugetieren, umgaben ihre Gestade, und an ihren Rändern sowie aus ihrer Mitte erhoben sich die vulkanischen Berge. Die heutige immer noch recht anmutig gegliederte Landschaft erscheint als ein Rest einstiger, viel reicherer Oberflächengestaltung. Noch immer ist der Gegensatz zwischen Berg und Seegestade nicht ganz verwischt, und wenn auch die ehemaligen Gipfel- und Kraterformen, nun durch die Erosion völlig zerstört, ehemals zusammenhängende Ergüsse in Deckentrümmer aufgelöst, die innere Struktur der eruptiven Aufschüttungen bloßgelegt und die Gänge aus den Sedimenten und Tuffen herauspräpariert worden sind, so wirken doch die zahlreichen regelmäßigen und steilen Kegelberge vielleicht ähnlich in der Landschaft wie die Umrisse der alten Vulkane. Gerade die höchsten Erhebungen bilden im allgemeinen die regelmäßigsten Kegel (Mileschauer [835], Kletschen [704], Lausche [797]). Vereinzelte kleinere Berge besitzen häufig felsigere, eigenartigere und weithin kenntlichere Physiognomien (wie z. B. der Borschen bei Bilin, die Hasenburg bei Klappai, der Tollenstein bei Georgswalde, die beiden Bösige bei Hirschberg und viele andere). Laub und Nadelbewaldung auf den höheren Kuppen im Wechsel mit dem frischen Grün zahlloser Obstbäume und Hopfenfelder auf den Gehängen machen das böhmische Mittelgebirge zum Garten des Böhmerlandes.

Die südwestlichsten Ausläufer der Basaltaufbrüche befinden sich in Bayern bereits jenseits der Fichtelgebirgsrandspalte, am Parkstein westlich von Neustadt an der Waldnaab, dann bei Kemnath und am Rauhen-Kulm an der Heidenaab. Größere Ausbreitungen von Basalten und Basalttuffen beschrieb Gümbel aus dem Reichsforste im Fichtelgebirge westlich von Waldsassen. Die Tuffmassen setzen sich fort bis an den Rand des Beckens von Eger, wo bei Kiensberg und dann am Eisenbühl bei Albenreuth, knapp an der österreichischen Grenze, ferner am Plattenberge bei Liebenstein und an anderen Punkten über den Graniten des Fichtelgebirges wieder selbständige Aufbrüche angetroffen werden. Aus den flachen Bodenwellen zwischen Eger und Franzensbad erhebt sich nicht hoch, aber weithin sichtbar der berühmte Kammerbühl.

Wo sich das Becken von Falkenau zwischen den Graniten des Erzgebirges und den Graniten des Kaiserwaldes verengt, breiten sich über diese und über das Tertiär die mächtigen Basaltergüsse des Duppauer Gebirges aus; breit querliegend versperren sie die Niederung zwischen beiden Horsten und indem sie auf beide Horste weit übergreifen, verwischen sie deren orographische Begrenzung. Die Eger hat das Gebirge in einem engen Tale durchschnitten, um aus dem Falkenauer in das Saaz-Komotauer Tertiärbecken zu gelangen, und dabei die aus Gneis und Granulit bestehende Unterlage bloßgelegt. In der Nähe des Egertales sind einzelne Deckenteile in Form von rundlichen Kuppen über dem Gneis von der Hauptmasse losgelöst; sie ziehen sich bis auf das Gehänge des Erzgebirges und führen hinüber zu den Eruptivkuppen und Tuffvorkommnissen in der Umgebung von Joachimstal, die bereits den Eruptionen

innerhalb des stehengebliebenen, kristallinischen Horstes angehören. Ebenso setzen sich die eruptiven Durchbrüche von der Duppauer Masse gegen Südwest fort über den Granit des Karlsbader Gebirges. Sehr auffallende Phonolithberge sind der Engelhauser Schloßberg und der Schömitzstein zwischen Karlsbad und Gießhübl-Puchstein. In der Nähe von Karlsbad herrschen Basalte; prächtige dunkle Gänge in Granit sind am Gipfel des Veitsberges aufgeschlossen; sie umhüllen verglaste Trümmer von Granit. Einzelne Kuppen sind über das Urgebirge verstreut, sowohl in der Richtung gegen Gießhübl-Puchstein die Eger abwärts als auch südwärts in der Richtung gegen Petschau und westwärts gegen Ellbogen.

Fig. 41. Der Brüxer Schloßberg (Phonolith) und Blick auf die Reihe der Phonolithkuppen gegen Osten; hintereinander stehen der Spitzberg, der Schladnigberg, der Sellnitzer Berg und der Borschen; in weiter Ferne das Mittelgebirge.

Gegen das Becken von Saaz-Komotau dacht die Duppauer Masse steil ab, entsendet aber auch von hier über Kaaden gegen Priesen einige Ausläufer, welche die Verbindung mit dem Mittelgebirge herstellen. Vom Breitenberge und vom Schloßberge bei Brüx zieht durch die Ebene eine Reihe von auffallenden phonolithischen Kegelbergen: der Spitzberg, der Schladnig-Berg, der Sellnitzer Berg und der felsige Phonolithklotz des Borschen bei Bilin, in dessen Nähe aus dem Gneis der bekannte Säuerling hervorsprudelt. Ähnliche Kuppen, wie z. B. der phonolithische Schloßberg von Teplitz, oder auch weniger in die Augen fallende eruptive Ausbrüche werden gegen Nordost immer häufiger und schließen sich bald zur gemeinsamen Erhebung des Mittelgebirges zusammen, welches in dem Phonolithkegel des Mileschauer oder Donnersberges

(835 *m*) seine höchste Erhebung erreicht. Ganz ähnliche Kegel umstehen rings diesen Kulminationspunkt, wie z. B. der Kletschenberg (705 *m*) bei Schima, der Klotzberg (664 *m*) und der Wostrey (552 *m*) im Süden, ferner die Radelsteine (749 *m*) im Südwesten, im Westen gegen die Elbe vorgeschoben, auffallender durch seine Isolierung der Loboschberg (572 *m*) bei Lobositz und dazwischen noch mancher andere, selbständige Gipfel.

Eine Einsenkung bestehend aus Tertiärbildungen, welche von Teplitz über Karbitz gegen Aussig zieht, trennt diesen höchsten und gipfelreichsten Teil des Mittelgebirges von dem mehr plateauförmigen, aber dennoch recht stark kupierten Gebiet nördlich von Aussig, welches durch das tiefe Tal von Königswalde und Eulau von dem erzgebirgischen Abbruche geschieden wird; einzelne Basaltkuppen liegen aber noch jenseits des Tales, schon innerhalb der Bruchzone, und knapp am Rande der Kreidetafel des Tetschener Schneeberges.

In sanft gewundenem Laufe zerteilt die Elbe zwischen Lobositz und Tetschen das Mittelgebirge in zwei nahezu gleichgroße Hälften. Von den undeutlichen, meist durch eruptive Deckenergüsse vorgezeichneten terrassenartigen Hochflächen mit den diluvialen Schottern, bis gegen 160 *m* über dem heutigen Talboden, stürzen die Gehänge beiderseits recht steil, oft felsig und wild zerrissen zum Flusse nieder. Bei Czernosek und Lichtowitz unterhalb Lobositz sowie im linken Seitentale von Wopparn ist die kristallinische Unterlage bloßgelegt. Steile Schluchten führen innerhalb des Gebirges zur Elbe nieder und enthüllen die verwickelte Verbindung von Sedimenten, Ergüssen und Tuffen mit in der Tiefe erstarrten Nachschüben und mannigfaltigen Gangbildungen. Zahlreiche Fabriksschlote, deren dunkle Rauchwolken weithin über die Berge steigen, die lebhafte Schiffahrt, die namentlich von der blühenden Industriestadt Aussig abwärts lange Reihen von Braunkohlenschiffen nach Deutschland fördert, sowie die Eisenbahnzüge, die auf beiden Ufern den Hauptverkehr zwischen der österreichischen und der deutschen Hauptstadt vermitteln, gesellen zu dem anmutigen Landschaftsbilde noch den Eindruck des materiellen Wohlstandes und hohen industriellen Lebens.

Das Mittelgebirge im Osten der Elbe, eine etwas geschlossene Hochfläche von abgetragenen Eruptivmassen und Ergüssen, wird durch tiefe, gegen Nordwest zur Elbe führende Täler, vor allem durch das Polzental bei Tetschen, in breite Rücken zerteilt. Die aufgesetzten Kuppen (z. B. Warhoscht [640 *m*], Wostrey [585 *m*]), erreichen an Höhe nicht ganz die westlichen Gipfel. Über Leipa, Haida und Kreibitz vollzieht sich abermals die Auflösung des Gebirges in einzelne Kegelberge, welche dem ansteigenden Kreideplateau aufgesetzt sind; zu den auffallendsten gehören der Kleis bei Haida (755 *m*), der Tannenberg (770 *m*), die Finkenkuppe (789 *m*) und knapp an der Landesgrenze erhebt sich der steile Kegel der Hohen Lausche (791 *m*) am Rande des bewaldeten Kreideplateaus und blickt weithin über das reich bevölkerte granitische Tiefland von Rumburg und Zittau.

Der Elbbruch ist aber keine Grenze für die Verbreitung der jungen Eruptivgesteine. In gleicher Weise sind die Basalt- und Phonolithvorkommnisse

ausgestreut über die tieferen Gebiete von Rumburg, Zittau und Friedland wie über die Granite und die paläozoische Vorstufe des Riesengebirges, und in gleicher Weise werden wir sie wiederfinden als vereinzelte Gänge oder auch als Reste von Ergüssen weit im Osten innerhalb der schlesischen und mährischen Sudeten und bis in das Steinkohlengebiet von Ostrau.

In gleicher Weise sind auch die eruptiven Durchbrüche über die nördliche und über die südliche Grenze der erzgebirgischen Senke weithin ausgestreut. Immer noch recht zahlreich sind die Basaltvorkommnisse im Erzgebirge, hie und da als weithin sichtbare Kuppen den flachen Wellen des Urgebirges aufgesetzt, wie z. B. der Spitzberg bei Gottesgab (1089 *m*) oder der Geising bei Altenberg oder der Spitzberg bei Schönwald (719 *m*) ganz im Osten, wo die Basaltmassen die Ausläufer der Kreide überflossen haben.

Von den Höhen des Mittelgebirges oder von den Gehängen des Jeschken schweift der Blick südwärts über die zahlreichen Kuppen, welche auf der weiten Ebene der Kreideformation regellos umherstehen; scharf zeichnen sich ihre Umrisse gegen den Horizont, auch in der äußersten, blassen Ferne. Einzelne charakteristische Bergformen wird man von verschiedenen Aussichtspunkten leicht immer wiedererkennen, wie z. B. die Hasenburg bei Klapai mit ihrem Ruinenturm (417 *m*), die beiden Bösige bei Weißwasser (600 *m*), den Dewin (437 *m*) und den Hirschberg (474 *m*) bei Hühnerwasser und Aicha, vor allen aber dominiert der Rzip oder Georgsberg (459 *m*). Weit vorgeschoben gegen die Landeshauptstadt, ragt er als bewaldeter breiter Dom hoch über die Plateaus der Mallnitzer Schichten Raudnitz und gewährt einen herrlichen Ausblick über die Ebene, über die weiten Krümmungen der Elbe und über die Schar der Eruptivkuppen und Gebirgskämme des Nordrandes von Böhmen.

Eine der bemerkenswertesten Erscheinungen unter den Eruptivprodukten der Kreidetafel ist die sogenannte Teufelsmauer zwischen Oschitz und Böhmisch-Aicha, ein Gang von Nephelinbasalt, der nahe dem Abbruche des Jeschkengebirges nordwestlich von Liebenau beginnend, sich gegen Südwest als 5—10 *m* hohe Mauer und als Haufwerk von säulenförmigen Basalttrümmern bis zum Dorfe Krzidei und von hier weiter als ausgewitterte Furche über Hühnerwasser bis gegen den Bösig, im ganzen 20 *km* weit verfolgen läßt. Seine Richtung ist Nordost-Südwest, also senkrecht auf den nahen Sudetenbruch. Er wird von einem zweiten, weniger auffallenden und kürzeren (6 *km*) Basaltgange in paralleler Richtung zwischen den Dörfern Jawornik und Budikow begleitet.[1])

Gegen Südwest werden vereinzelte Basaltdurchbrüche noch weit verstreut in dem Urschiefer und in den Steinkohlengebieten bei Neumarkt und Manjetin angetroffen, ja vielleicht reichen die äußersten Ausläufer noch bis nahe an das paläozoische Kalkgebiet von Mittelböhmen in der Nähe von Beraun (s. oben S. 146). Auch im Südwesten treten Basalte noch weit entfernt von dem zusammenhängenden Eruptivgebiete auf. Hieher gehören

[1]) F. Wurm. Die Teufelsmauer zwischen Oschitz und Böhmisch-Aicha. 8°; Böhmisch-Leipa 1884.

Fig. 42. Die Kreide-Ebene bei Melnik an der Elbe, im Hintergrunde die Basaltkuppe des Georgsberges (Rzip) bei Raudnitz.

die Basaltkuppen von Sobotka, von Eisenstadtl und Walditz bei Jitschin und südlich von Neu-Paka; ferner noch die weit entlegene Gruppe von Basaltgesteinen bei Pardubitz, der Nephelintephrit des Kunjetitzer Berges[1]) und die oben erwähnte Basalttuffbreccie bei Pardubitz, der Spojler Limburgitgang und als äußerstes Vorkommen einige Kuppen südlich von Lusche bei Skutsch, knapp am Rande des Eisengebirges.

Nordböhmische Braunkohlenbildungen.

Die folgende Besprechung des Landstriches im Süden des Erzgebirgsbruches lehnt sich an die Darstellungen von A. E. Reuss, Jokély, Laube[2]) und Hibsch. In diesem Gebiete haben sich zwei besondere geologische Prozesse selbständig, wenn auch mit großen und nicht zusammenfallenden Unterbrechungen, nebeneinander vollzogen; der eine Prozeß ist die Bildung der Sedimente in tertiären Süßwasserseen und der zweite umfaßt die vulkanischen Vorgänge, durch welche das Mittelgebirge aufgebaut worden ist. Nebenher ereigneten sich tektonische Veränderungen, namentlich die Erweiterung und Ausbildung des Grabens an der Südseite des Erzgebirges.

Die Bildung eines ersten ausgedehnten Sees fällt in die Oligocänzeit (tongrische und aquitanische Stufe); seine Sedimente sind im ganzen nordwestlichen Böhmen weit verbreitet, von den Gehängen des Fichtelgebirges bis in die Lausitz. Einzelne Lappen ähnlicher Bildungen sind auch auf die Höhe des Erzgebirges und des Karlsbader Gebirges, außerhalb der heutigen zusammenhängenden Tertiärmulden, verstreut und lassen vermuten, daß die Ausdehnung dieser älteren Seen weit umfangreicher gewesen ist, als die Flächen der heutigen Braunkohlenbecken. Spätere Senkungen zeichneten im großen ganzen die Umrisse für die weniger ausgedehnten Seen des Miocän (helvetische Stufe) vor, welches im Osten das Teplitzer Becken über Saatz, Komotau und Bilin bis Podersam und Kaaden, und im Westen das Becken von Karlsbad und Falkenau sowie das nordsüdlich gestreckte Becken von Eger mit der Franzensbader Bucht ausfüllt.

[1]) K. Hinterlechner. Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. I, 1900, S. 469—526.

[2]) A. E. Reuss. Geognostische Skizzen aus Böhmen. I. Die Umgebung von Teplitz und Bilin. II. Kreidegebiete des westlichen Böhmen. 1840—44. Prag u. Teplitz. — Geognostische Skizze der Umgebung von Karlsbad, Marienbad, Franzensbad. Löschner. Balneol. Beitr. Bd. I, 1863. — Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen in ihren geognostischen Verhältnissen. Ebda. II, Prag 1864. — Die geognostischen Verhältnisse des Egerer Bezirkes und des Ascher Gebietes in Böhmen. Abh. d. geolog. Reichsanstalt 1852, Bd. I, Abteil. I. — J. Jokély. Das Leitmeritzer vulkanische Mittelgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, Bd. IX, S. 398. — Die Tertiärablagerungen des Saazer Beckens und der Teplitzer Bucht, ebenda S. 19. — Die tertiären Süßwassergebilde des Egerlandes und der Falkenauer Gegend in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1857, Bd. VIII, S. 466. — Zur Kenntnis der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. VII, 1856, S. 479 und Bd. VIII, 1857, S. 1. — G. C. Laube. Geologische Exkursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmen. Leipzig 1884.

Die Unterscheidung einer vorbasaltischen und einer nachbasaltischen Braunkohlenbildung, wie sie früher angenommen wurde, hat heute ihre Gültigkeit verloren, denn die Eruptionen nehmen neben der Bildung der Absätze nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich einen viel größeren Umfang ein. Wenn auch das Maximum der basaltischen Eruptionen beiläufig zwischen die beiden Hauptflötzbildungen, die aquitanische und die untermiocäne hineinfällt, so darf doch diese Scheidung bei weitem nicht die Schärfe beanspruchen, welche man ihr beim Beginne der betreffenden Studien zuzuschreiben geneigt war.[1]) Es sei nur daran erinnert, daß sich der Kammerbühl über die allerjüngsten miocänen Letten des Egerer Beckens erhebt und dieselben durch seine Auswürflinge rot gebrannt hat.

Eine ziemlich sichere Abgrenzung und genauere Altersbestimmung konnte bezüglich der Flötze der beiden Stufen neuestens im Osten, im Mittelgebirge und im Teplitzer Becken durchgeführt werden.[2]) Glückliche Fossilfunde im Liegenden des Hauptflötzes bei Skyritz südlich von Brüx (Tapirus helveticus, Aceratherium lemanum, Helix Mattiaca, Planorbis dealbatus) haben unzweifelhaft das untermiocäne Alter dieser Ablagerung dargetan. Dem Hauptflötz gleichzustellen sind die Kohlenflötze bei Schwaz, Schallan und Wohontsch über dem östlichen Rande des Beckens, obwohl der unmittelbare Zusammenhang durch mehrere staffelförmige Verwerfungen bis zu 75 *m* Sprunghöhe unterbrochen ist.[3]) Früher waren sie den Flötzen des östlichen Mittelgebirges gleichgestellt worden. Diese letzteren gehören den oligocänen Tonen und Sanden mit concretionären Quarzitblöcken an, welche zu beiden Seiten der Elbe zwischen die oberturonen Cuvieri-Mergel und basaltische Tuffe und Ergüsse eingeschaltet sind und von verschiedenartigen Eruptivgängen unterbrochen werden. Auf diese wenig mächtigen Flötze wird an vielen Punkten, wie besonders bei Salesl südlich von Groß-Priesen, bei Wernsdorf und Taucherschin, bei Markersdorf und Luschin im Nordosten und bei Hlinai im Süden mit sehr wechselndem Erfolge der Abbau betrieben. Bestimmend für das Alter dieser mittelgebirgischen Flötze sind Säugetierfunde aus den Gruben von Lukowitz und Markersdorf geworden (Anthracotherium magnum, Aceratherium).[4])

---

[1]) D. Stur. Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 437—464.

[2]) Eine untermiocäne Fauna aus dem Teplitzer Braunkohlenbecken von M. Schlosser nebst Bemerkungen über Alters- und Lagerungsverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenlager von J. E. Hibsch. Wien, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1902.

Ich bin Herrn Prof. Hibsch zu großem Danke verpflichtet, da er mich noch vor dem Erscheinen der Arbeit mit dem Inhalte derselben bekannt gemacht hat.

[3]) J. E. Hibsch. Über die Lagerungs- und Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenablagerungen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. LI, 1901, S. 87.

[4]) G. Laube. Synopsis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation in: Beiträge zur Kenntnis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation, herausg. v. d. Ges. z. Förderung deutscher Wissenschaft u. s. w. Prag 1901 und Anhang v. M. Schlosser.

Der größte Teil der Sedimente, wenn nicht die ganze Serie, welche das eigentliche Teplitzer Becken ausfüllt, gehört, wie gesagt, zur jüngeren, miocänen Ablagerung. Das Liegende bilden lockere oder harte quarzitische Sandsteine (Braunkohlensandstein) mit wenigen, aber hie und da recht reichen Fundpunkten von Pflanzen und Süßwasserschnecken. Es sind Blätter von Dikotyledonen, Koniferenzapfen, seltener auch Palmenreste; sie treten hauptsächlich am nördlichen Beckenrande zu Tage. Eingelagert oder aufgelagert sind dem Sandsteine bunte Tone, welche bei Priesen unweit von Bilin die zahlreichen Blattabdrücke enthalten. Sie mögen bereits zur Gruppe der kohlenführenden Schiefertone gerechnet werden, welche in der Gegend von Saaz wegen ihrer besonders mächtigen Entwicklung einschließlich der zahlreichen Einschaltungen von hellen Quarzsanden und Pyritschiefern als „Saazer Schichten“ bezeichnet werden. Als besondere Bildungen sind noch die Diatomeenschiefer (Polierschiefer) des Trippelberges von Kutschlin bei Bilin und die Alaunschiefer von Komotau zu nennen.

Unmittelbar über diesem Komplexe liegt das mächtige Braunkohlenflötz, welches den hauptsächlichen Kohlenreichtum des nördlichen Böhmen ausmacht. Auf weite Strecken etwa 8—12 *m* mächtig, schwillt es stellenweise, wie z. B. bei Oberleutensdorf, bis zu 30 *m* an, ja in der Gegend von Bilin erreicht es selbst 40 *m* Mächtigkeit, wobei freilich schwächere Zwischenmittel mit in die Ziffer einbezogen sind; stellenweise nehmen die Zwischenmittel zu und das Flötz teilt sich dann in drei schwächere Einzelflötze.

Über dieser großen Anhäufung von fossilem Brennstoff folgt eine wechselvolle Serie von Letten und Schiefertonen und schwächeren Kohlenschmitzen. Ihnen ist im Brüxer und Teplitzer Gebiete in unregelmäßigen Linsen, wasserdurchlässiger und fließender, feiner Sand, der sogenannte Schwimmsand, eingeschaltet, der gefährlichste Feind des Bergbaues. Die größte Zahl der Pflanzenreste, welche für die Altersbestimmung der Braunkohlenbildungen verwertet wurden, stammt aus diesen Hangendschichten.

Über diesen 60 bis 150 *m* mächtigen Hangendschichten liegen noch die feuerfesten Tone von Preschen nordwestlich von Bilin mit zahlreichen Fischen und Reptilien. Früher für älter gehalten, müssen sie jetzt nach ihrer Lagerung als das jüngste untermiocäne Glied der Schichtserie gelten.

Vermutlich durch den Brand von Kohlenflötzen, welche auch in früherer Zeit durch Gebirgsbewegung Selbstentzündung erlitten haben, oder vielleicht auch unter Einwirkung der Basaltströme und Tuffe sind die sogenannten „Erdbrände“ oder „Brandschiefer“ entstanden. Die Tone und Letten im Hangenden des Flötzes, häufig nahe dessen Ausgehendem, sind rotbraun gebacken oder schwarz gebrannt, hart, stengelig, schiefrig, oft in roten Toneisenstein oder violette jaspisartig dichte Gesteine verwandelt. Wegen ihrer größeren Härte ragen sie oft als kleine Hügel über die umgebenden Tone empor; das Flötz scheint in ihnen manchmal nur durch eine tuffartige Aschenlage vertreten zu sein. Ihre Hauptverbreitung besitzen sie im Teplitzer Becken, und zwar im Süden in der Anlehnung an das Mittelgebirge, südlich von Bilin,

an verschiedenen Punkten, dann bei Sobruschan östlich von Dux, von hier über den Wacholderberg bis Teplitz ostwärts ziehend; auch im Mittelgebirge selbst in der Nähe der Kohlenlager bei Schwaz und Krupai in der Nähe von Aussig u. a. a. O. erscheinen weniger ausgedehnte Vorkommnisse. In den westlichen Becken finden sich Erdrände seltener und in beschränkterer Ausdehnung, wie z. B. bei Lessau und Zedlitz nördlich von Karlsbad und zwischen Kulm und Falkenau.

Mittelmiocäne Bildungen treten im Teplitzer Becken nur in sehr beschränkter Verbreitung auf. In einer kleinen Mulde unmittelbar auf dem Turon liegen die weißen und hellgelben Süßwasserkalke von Tuchorschitz und Groß-Lippen südlich von Postelberg und östlich von Saaz. Lagenweise sind sie sehr reich an Schneckenschalen und anderen Fossilien, unter denen jedoch Pflanzenreste seltener sind. Wie Reuss gezeigt hat, sind sie dem Landschneckenkalke von Hochheim bei Mainz gleichzustellen.[1])

Im Becken von Karlsbad und Falkenau ist der auf den tieferen Schichten umgehende Bergbau nur von geringerer Bedeutung. Das Liegende bilden hier ähnliche Sandsteine wie im Teplitzer Becken, jedoch mit bedeutend weniger mächtigen Moor- und Pechkohlenflötzen. Von Elbogen her sinken diese Sandsteine nordwärts unter die jüngeren Tone mit den Lignitflötzen, welche die Mitte der Mulde einnehmen. Ein zweiter Streifen von Sandstein folgt dem Nordrande des Beckens am Südfuße des Erzgebirges und bei Sittengrün scheint sich über den Sattel dieses Rückens eine Verbindung zwischen dem Braunkohlensandstein des Falkenauer Beckens mit dem gleichen Sandsteine herzustellen, der von hier an nordwärts oft nur als loses Blockwerk von conglomeratartigem und eisenschüssigem Gestein, als tiefstes Glied die jüngeren Ablagerungen des Beckens von Eger umsäumt.

Ablagerungen dieser älteren Stufe finden sich auch noch überdies auf der Granithochfläche des Karlsbader Gebirges zum Teil nur als Blockwerk von Braunkohlensandstein, wie östlich von Karlsbad zwischen Engelhaus und dem Tepltale, und südlich von Karlsbad auf den Höhen in der Umgebung des Veitsberges. Die Ströme und Tuffe, welche sich von der Duppauer Masse her über den Granit von Karlsbad ausbreiteten, haben Sande und stellenweise auch abbauwürdige Flötze, wie am Steinberge bei Donawitz und am Traben bei Troskau, mit ihrer schützenden Decke überzogen.

Der Bildungsepoche dieser Braunkohlensandsteine ist eine beträchtliche grabenförmige Einsenkung nachgefolgt, welche bald in der stärkeren Neigung der Schichten bald in staffelförmigen Abbrüchen und in der Beschränkung der jüngeren Sedimente auf das heutige Becken, ohne Übergreifen auf den höheren Granitrücken, ihren Ausdruck findet.[2])

---

[1]) A. E. Reuss. Fossile Ostrakoden und Mollusken der tert. Süßwasserschichten im nördlichen Böhmen. Palaeontographica 1852. — Die foss. Mollusken der tert. Süßwasserkalke Böhmens. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaft XLII, 1860. — G. Bruder. Die Gegend von Saaz. Programm d. k. k. Staatsgymnasiums, Saaz pro 1892—93.

[2]) Laube. Geologische Exkursionen S. 96.

Diese jüngeren Sedimente sind unzweifelhaft Miocän. Ihre wichtigste Vertretung finden sie in dem oberen mächtigen Lignitflötze von Falkenau und den begleitenden Schiefertonen, welche in weit weniger gestörter Lagerung die Mitte der beiden Becken von Eger und Falkenau ausfüllen. Die nun freilich teilweise aufgelassenen großartigen Tagbaue beim Bahnhofe von Falkenau beruhen auf diesem jüngeren Lignitflötz; die tiefere Gaskohle, die ältere Stufe, wird an derselben Stelle durch Schächte gefördert. Im Egerer Becken wird das Lignitflötz nur am Ostrande bei Königsberg abgebaut.

Über diesen Flötzen folgt, besonders im Egerer Becken sehr mächtig entwickelt, die Stufe der Cyprisschiefer, eine sehr wechselreiche Folge

Fig. 43. Tagbau auf das Lignitflötz des Franzensbader Beckens, Tochlowitz bei Königsberg.

von Schiefertonen, Sanden und Letten, welche stellenweise ganz außerordentliche Mengen von Schälchen des Muschelkrebses Cypris angusta Reuss enthält. Neben zahlreichen Resten von Süßwasserfischen, Batrachiern, Vögeln, Insekten und Pflanzenabdrücken ist vor allen *Mastodon angustidens Cuv.* als leitendes Fossil des Miocän zu nennen.

Flötzstörungen und Bergbau im Teplitzer Becken.

Während die Flötzbildungen innerhalb des Mittelgebirges durch die Eruptionsvorgänge aufs mannigfachste zerstückelt sind, bilden sie unter der Ebene eine mehr zusammenhängende muldenförmige Ablagerung. Dem Rande des Erzgebirges und den vorgelagerten Kreideschollen im Norden und den durch die kristallinischen Vorkommnisse im Süden angedeuteten Umrissen des

Beckens folgt rings der Ausbiß des Kohlenflötzes; gegen die Mitte des Beckens und gegen das Muldentiefste nimmt das Flötz im allgemeinen an Mächtigkeit zu.

Der große erzgebirgische Porphyrzug, welcher von Sachsen her südwärts ziehend zwischen Klostergrab und Graupen unter der Kreide und den Braunkohlenbildungen verschwindet, findet seine Fortsetzung in den Gesteinen, auf welchen die Stadt Teplitz steht, und den umgebenden Hügeln von der Stephanshöhe im Osten bis zum Dorfe Janegg im Westen. Dazu kommt noch ein kleiner Aufbruch von Porphyr am Luisenfelsen bei Weißkirchlitz, etwa am halben Wege zwischen Teplitz und dem Erzgebirgsrande. Kleine Plänerschollen begleiten den Porphyraufbruch. Die Phonolithkuppe des Teplitzer Schloßberges vermittelt ihrerseits wieder den Anschluß an die Hügelreihen des Mittelgebirges. Die Einengung des Braunkohlengebietes auf nur etwa 4 *km*, welche auf diese Weise zwischen dem Porphyr des Erzgebirges und den Teplitzer Porphyrhügeln zu stande kommt und die kleinere Braunkohlenmulde von Karbitz und Mariaschein abschnürt von dem großen Teplitz-Dux-Komotau und Saazer Becken, stellt zugleich einen Streifen seichter Lagerung oder einen unterirdischen Sattel der Flötzbildungen dar. Hier zwischen Eichwald und Teplitz sinkt das Flötz nur bis auf 75 *m*, südlich von Kosten nur 25 *m* unter die Oberfläche hinab, während es im Britanniaschachte bei Mariaschein südlich von Graupen erst in 156 *m* Tiefe erreicht wurde. Im Teplitzer Becken liegt das Muldentiefste bei Oberleutensdorf und Ratschitz in mehr als 35 *m*. Entsprechend dem steileren Einfallen (8°—36°) und den zahlreicheren Verwerfungen ist das Muldentiefste allenthalben bedeutend dem Erzgebirge genähert.

Überhaupt kommt das Absinken des Flötzes nicht allein durch das Einfallen, sondern auch durch die zahlreichen Verwerfungen von wechselnder aber meist nur geringer Sprunghöhe zu stande. Es muß wohl zweifelhaft bleiben, ob sie alle als eigentliche tektonische Störungen, vergleichbar den Brüchen am Rande des Erzgebirges, aufgefaßt werden können. Der eigentümliche bogenförmige, selten auf große Strecken in gleicher Richtung anhaltende Verlauf, mit dem sie häufig den Inseln älteren Gebirges oder den Eruptivkuppen ausweichen, die Art und Weise ihrer Verzweigung lassen es zweifelhaft erscheinen, ob sie überhaupt in das liegende, ältere Gebirge fortsetzen. Wahrscheinlich sind sie nur die Äußerung eines allgemeinen Zusammensinkens der tertiären Schichtmasse, welche in der Muldenmitte, im mächtigsten Teile des Schichtkomplexes, den größten Betrag ausmacht und so ein staffelweises Abbrechen von den Rändern her zur Folge hat.

Schwächere Störungen geben sich innerhalb des Flötzes als sogenannte Rußklüfte, Rußkämme oder Rußschwielen kund. Als offene Wege für den plötzlichen Zutritt der Grund- oder Tagwässer oder auch als Veranlassung zur Selbstentzündung des Kohlenflötzes sind sie für den Bergbau häufig von Wichtigkeit. Sogenannte Lettenkämme entstehen durch Kombinationen von Verwerfungen im entgegengesetzten Sinne, so daß horstartig aufragende Rücken von verdrücktem Schieferton das Flötz in störender Weise unterbrechen.

Das Flötz in der Tiefe ist bestimmend geworden für die landschaftliche Physiognomie, welche die Ebene heute darbietet. Freilich hat sich das Bild erst in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts entwickelt; seit der Eröffnung der Aussig-Teplitzer Eisenbahn (1869) datiert der enorme Aufschwung der nordböhmischen Braunkohlenproduktion; der Ertrag war vom Beginne bis zum Ende des XIX. Jahrhunderts um das 750fache gestiegen. Von irgend einer der umliegenden Höhen sieht man nun den Rauch aufsteigen von ungezählten Fabriksschloten und Schachtanlagen, man hört fortwährendes Hämmern, Lärmen und Pfeifen, und weithin leuchten

Fig. 44. Blick auf das Teplitzer Becken von den Höhen bei Tschausch; im Hintergrunde das Erzgebirge bei Oberleutensdorf; im Vordergrunde Bergbau-Pingen.

die weißen Dampfwolken der Lokomotiven, welche die Ebene nach allen Richtungen durchkreuzen und unaufhörlich die langen Kohlenzüge den Abhang des Erzgebirges bei Klostergrab und Niklasberg hinaufschleppen.

Das mächtige Flötz kann nur zum Teile abgebaut werden, und zwar werden zwischen breiten Schutzpfeilern durch Sprengung große kubische Kohlenmassen niedergelassen und gefördert. Die leeren Kammern gehen nachträglich zu Bruche und die tiefen kreisrunden Pingen, welche auf weite Strecken das Ackerland der Ebene zerstören, spiegeln an der Oberfläche in ihrer regelmäßigen Anordnung die planmäßige Anlage und den Fortschritt des Abbaues in der Grube wieder. Da und dort öffnet sich ein Tagbau als weiter Schlund, aus dem in dünnen Wolkenfäden der heiße Rauch der selbstentzündeten Kohlenlösche aufsteigt.

In den Tagbauen bei Dux ist das 33 *m* mächtige Flötz auf mehr als einen halben Kilometer Länge bloßgelegt. Aus der senkrechten Kohlenwand werden Pfeiler geschlitzt und durch Sprengung zum Absturze gebracht. Bei einer einzigen Sprengung donnern hier oft die Ladungen von ganzen Kohlenzügen gleichzeitig nieder auf die Sohle des Tagbaues.

Der Kampf mit den unterirdischen Wässern, welcher die Ausbeutung so enormer Kohlenschätze naturgemäß stets zu überwinden haben wird, nimmt im Teplitzer Gebiete gar oft ganz besondere und lehrreiche Formen an, einerseits infolge der Nähe der Thermen, von denen später die Rede sein wird, und dann infolge des auch in anderen Kohlengebieten sehr gefürchteten Schwimmsandes im Hangenden des Flötzes. Der feine Quarzsand, welcher mit Wasser durchtränkt in unregelmäßigen und allein durch Bohrungen nachweisbaren Linsen im für Wasser undurchlässigen Tegel eingeschlossen ist, gerät in Bewegung, sobald die Linse angezapft wird, das ausströmende Wasser reißt die Sandteilchen mit sich und überschwemmt mit großer Schnelligkeit tiefere Grubenstrecken; durch die Entleerung der Linse verlieren die auflastenden Schichten ihre Unterlage und gehen rasch zu Bruche.

Im Juli des Jahres 1895 hat der nördliche Teil der Stadt Brüx durch das Ausfließen einer solchen kleineren Linse schwer gelitten; der Schwimmsand, über dem unglücklicherweise ein Teil des Bahnhofes der Aussig-Teplitzer Bahn und die umliegenden Straßen gelegen waren, hatte seinen Weg westwärts durch eine ganz schmale Sandlage und eine Kluft im Kohlenflötze zu den bereits abgebauten Kammern und den Strecken des Anna-Hilfsbauschachtes genommen. Am Ostrande der Linse senkte sich das Terrain zuerst und gegen die Einbruchstelle schritt die Bildung der Pingen ziemlich rasch fort. Verhältnismäßig langsam sanken die hohen Stadtgebäude in die Tiefe, so daß sich die gesamte Einwohnerschaft retten konnte. Doch entleerte sich die Schwimmsandlinse das erste Mal nicht vollständig; im September des Jahres 1896 erfolgten neuerliche Nachschübe mit neuerlicher Pingenbildung. Es ist hier nicht der Ort, um näher einzugehen auf die zahlreichen Einzelheiten der unterirdischen Hydrologie, die sich bei dieser Gelegenheit ergeben haben, und auf die Maßnahmen, welche getroffen wurden, um wieder gesicherte Zustände herzustellen. Wo man die Schwimmsandlinsen genau kennt und nicht umgehen kann, hat man schon mehrfach dieselben durch künstliche Austrocknung unschädlich zu machen getrachtet, und wo man gezwungen ist, eine mächtigere Lage von schwimmendem Gebirge mit einem Schachte zu durchteufen, eine früher für unmöglich geltende Aufgabe, bringt man das Wasser der Tiefe nach einem sinnreichen Verfahren von Poetsch künstlich zum Gefrieren und arbeitet gefahrlos in dem auf diese Weise gehärteten Sande.

Die außerordentliche Bedeutung des Hauptflötzes im Teplitzer Becken erhellt am deutlichsten aus den Ziffern des statistischen Jahrbuches des Ackerbauministeriums. Von etwa 183 Millionen Meterzentner Braunkohle, welche während des Jahres 1901 in Böhmen produziert wurden, entfallen

mehr als 182 Millionen auf die nordwestböhmischen Becken; von diesen ergab die Produktion in den Revierbergämtern Teplitz, Brüx, Komotau und Ellbogen, welche fast ausschließich auf dem genannten Flötze betrieben werden, zusammen 156·3 Millionen Meterzentner. Auf den drei Flötzen des Falkenauer Beckens wurden 18·1 Millionen Meterzentner produziert, und zwar auf dem Josefiflötze 2 Millionen, auf dem Agnesflötze (Gaskohle) 6·75 Millionen und auf dem jüngsten, dem mächtigen Lignitflötze von Falkenau und Königsberg 7·7 Millionen Meterzentner Braunkohle.

Eruptivgesteine im Mittelgebirge.

Durch das Spaltennetz, welches im Zusammenhange mit der erzgebirgischen Senkung gebildet wurde, sind die Eruptivmassen des Mittelgebirges zwischen der hohen Lausche und den Kuppen bei Brüx und Bilin hervorgedrungen; hier findet man die größte Mannigfaltigkeit, sowohl an Gesteinstypen als auch an Lagerungsformen, an inniger Verknüpfung von Gängen, Quellkuppen, deckenförmigen und stromartigen Ergüssen und Lagern loser Auswurfsmassen. Die schwierigen Aufgaben, die verschiedenen sich gegenseitig durchbrechenden und überlagernden Gesteinstypen, welche die älteren Sedimente zerstückelt und durchbrochen haben, dem Alter nach zu sondern, nach ihrer chemischen Verwandtschaft zu gruppieren und vielleicht als Spaltungsprodukte von einem gemeinschaftlichen Urmagma abzuleiten, konnten bei den älteren Übersichtsaufnahmen gar nicht in Betracht gezogen werden. Erst die neuere Kartierung des Mittelgebirges durch Professor J. E. Hibsch[1]) gibt Aufschluß über die verwickelten Verhältnisse. Bisher wurde ein Teil, etwa die Hälfte, des Gebietes durchforscht, doch gibt das bisher Geleistete bereits einen schönen Einblick in das verwickelte innere Gefüge der großen vulkanischen Aufschüttung und hat gelehrt, daß das Hervorbrechen der verschiedenen Schmelzflüsse in ihrer Reihenfolge nicht nach so einfachen Gesetzen vor sich gegangen ist, als man früher anzunehmen geneigt war.

Die Anschauung Bunsens von der Entstehung der verschiedenen Eruptivgesteine aus der Mischung polar entgegengesetzer, basischer und saurer Urmagmen hat vor den neueren chemischen und petrographischen Studien nicht stand gehalten. Man nimmt im Gegenteile an, daß sich von Schmelzflüssen mittlerer Zusammensetzung, kieselsäurereiche und kieselsäurearme Magmen in wechselnder Reinheit abspalten. So sondern sich nach gewissen noch näher zu erforschenden Gesetzen die Teilmagmen nach sauren und nach basischen Endgliedern, die aber immer noch eine gewisse chemische Grundverwandtschaft und die gemeinschaftliche Abstammung von einem Urmagma mittlerer Zusammensetzung verraten.

[1]) J. E. Hibsch. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt I (Tetschen) 1896. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XV, Heft 3, 4. Bl. II (Rongstock-Bodenbach), ebda. 1899, Bd. XIX, Heft 1. Bl. III (Bensen), ebda. 1897, Bd. XVII, Heft 1, 7. Bl. V (Groß-Priesen) 1902, Bd. XXI, Heft 6.

Als zwei entgegengesetzte Typen sind im böhmischen Eruptivgebiete seit langem die kieselsäurearmen Basalte und die kieselsäurereichen Phonolithe einander entgegengestellt worden; zu diesen gesellen sich die bereits von JOKÉLY an einigen Punkten richtig erkannten Trachyte als die sauersten Endglieder; sie spielen ihrer Verbreitung nach jedoch nur eine geringe Rolle. BOŘICKY[1]) untersuchte eine sehr große Zahl von Gesteinsproben aus allen Teilen der böhmischen Eruptivgebiete und unterschied vielerlei Typen unter den Basalten sowie unter den Phonolithen; seine Beschreibungen werden aber erst eine volle Verwertung finden können, wenn bei einer geologischen Untersuchung der einzelnen Fundpunkte der Zusammenhang und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Varietäten in Beziehung gebracht sein werden.

Außer den genannten Gesteinen ist von HIBSCH eine große Verbreitung des Zwischentypus der Tephrite nachgewiesen worden, der in vielen Abarten einen vollkommenen Übergang von den Basalten zu den Phonolithen vermittelt. Im großen ganzen muß aber das Urmagma der mittelgebirgischen Ergüsse ziemlich basisch gedacht werden; die Basalte haben die größte Verbreitung und die seltenen Trachyte erreichen im Maximum den relativ nicht hohen Kieselsäuregehalt von etwa 65%. Das vermutliche Urmagma gehört in die Gruppe der theralithischen Magmen, welche sich durch hohen Gehalt an Tonerde und Alkalien und relativ geringen Calciumgehalt auszeichnen. Nach einem allgemeinen Gesetze steigt der Gehalt an Tonerde und Alkalien zugleich mit der Kieselsäure, während Calcium, Magnesium und Eisen abnehmen; in den basischen Teilmagmen steigen und fallen die Metallgruppen im umgekehrten Sinne. Die große Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen wird nicht nur durch die wechselnde chemische Zusammensetzung bedingt, sondern auch durch die wechselnden Bedingungen, unter welchen die Schmelzflüsse zur Erstarrung gelangen. Je nach den wechselnden Druckverhältnissen und nach den vorhandenen Lösungsgenossen kommen andere Salze oder dieselben in anderer Reihenfolge zur Ausscheidung; langsame oder raschere oder ungleichmäßige Abkühlung bedingen jeweilige holokristallinisch-porphyrische, teilweise oder vollkommen glasige Erstarrung und somit eine große Mannigfaltigkeit der Strukturformen. Namentlich in den Ganggesteinen sind die Erstarrungsbedingungen dem größten Wechsel unterworfen. Hier ist nicht der Platz, alle die Gesteine aufzuzählen, welche in Böhmen unterschieden worden sind.

In zweierlei Hinsicht aber ist die große Masse von Silikatschmelzen von geologischem Interesse; einerseits bezüglich der Art und Weise, in welcher sie die Umgebung durchbrochen haben, im Zusammenhange mit der Erstarrungsform als Tiefengestein oder als Ergußgestein, und anderseits bezüglich der Reihenfolge, in der sie dem mutmaßlichen gemeinschaftlichen Herde ent-

[1]) E. BOŘICKY. Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. Prag 1873, Bd. II. Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens, ebda. 1874, Bd. III.

strömt sind. Die gegenseitige Durchdringung und Überlagerung muß Aufschluß geben über die Altersverhältnisse. Diese haben sich, wie erwähnt, lange nicht so einfach gezeigt, als man ursprünglich vermutet hatte.[1])

Die ältesten Oberflächenergüsse und Tuffanhäufungen bestehen aus basaltischen Gesteinen. Das würde mit der herrschenden Regel, daß die Eruptionen eines Gebietes mit dem basischen Endgliede beginnen, wohl übereinstimmen. Aber gleichzeitig oder vielleicht sogar vor den ersten basaltischen Eruptionen sind nach Hibsch größere Phonolithmassen aus der Tiefe emporgestiegen, jedoch wenigstens zum größten Teile nicht bis zur Oberfläche gelangt, sondern als Laccolithen im oberturonen Tonmergel stecken geblieben. Hierauf wurden große Massen tephritischer Magmen (Trachydolorite) zu Tage gefördert; sie bilden mächtige Ergüsse, Ströme und Decken und Kuppen, besonders aber Tuffanhäufungen verschiedener Art. Die Tephrite werden an einzelnen Stellen wieder von jüngeren Basalten durchbrochen. Die dritte und jüngste Phase der Eruptionen ist gekennzeichnet durch reichliche, hellfärbige Trachyttuffe und Trachytdecken, darüber breiten sich neuerdings Phonolithkuppen aus als das allerjüngste Glied der ganzen Serie; sie sind begleitet von Gängen von Tinguait und Tinguaitporphyr. Man sieht, daß diese wechselreiche Serie, welche während der Oligocänzeit und auch noch später hervorgebrochen ist, nur im großen ganzen und nicht im einzelnen der allgemeinen Regel einer Aufeinanderfolge von basischen zu mittleren und sauren Gesteinen unterworfen ist.

Essexit von Rongstock.

Wenn man von Aussig talabwärts wandert, vorbei an den felsig hochaufragenden Phonolithbergen, welche die Landschaft, besonders vom linken Ufer her beherrschen, so trifft man beim Dorfe Rongstock, wo die Bahnlinie den Felsen steil angeschnitten hat, auf ein eigentümliches, deutlich körniges Gestein, bestehend hauptsächlich aus Kalknatronfeldspat nebst dunklem Glimmer und Augit. Da es der Struktur nach zu den porphyrischen und teilweise glasigen jüngeren Eruptionen nicht recht zu passen schien, hat es schon seit längerer Zeit die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt. Reuss, Jokély und Krejči nannten das Gestein Syenit oder syenitähnlichen Grünstein und vermuteten in dem Vorkommen einen Aufbruch des Grundgebirges, wie solche in größerer Ausdehnung im Elbtale weiter nördlich oberhalb Herrnskretschen und im Süden bei Czernosek bekannt waren. Erst durch Hibsch wurde das tertiäre Alter und der Zusammenhang des Gesteins mit den jungen Eruptionen nachgewiesen. Anfänglich wurde es für die kristallinische Ausbildung des basaltischen Magmas, für einen Dolerit oder auch für einen Gabbro gehalten, bis durch die chemische Analyse die Übereinstimmung mit den Tephriten, mit den Magmen mittlerer Zusammen-

[1] J. E. Hibsch. Die Eruptionsfolge im böhmischen Mittelgebirge im Vergleich zur Eruptionsfolge anderer vulkanischer Gebiete. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XIX, Heft 5, 6, S. 489—1900.

setzung dargetan worden ist. Es ist das den tephritischen Ergüssen entsprechende vollkristallinische Tiefengestein und nach der neueren Systematik mit dem Namen Essexit zu belegen.

Die verhältnismäsig kleine Partie, welche auf einer Strecke von etwa 500 *m* entlang der Bahnlinie aufgeschlossen ist, stellt allem Anscheine nach den Rest eines größeren Stockes dar, der durch spätere Eruptionen vorwiegend phonolithischer und trachytischer Magmen zerstört worden ist. Der mächtige Phonolithkörper des Pradelberges scheint den größten Teil des Essexitstockes verdrängt zu haben; Decken von Trachyt und Trachyttuff haben sich als jüngste Eruptionsprodukte darüber weithin ausgebreitet.

Der Essexit hat die oberturonen Mergel mit *Inoceramus Cuvieri* durchbrochen und in Kalksilikathornfels umgewandelt; allmählich schwindend läßt sich die Kontaktwirkung entlang der Bahnlinie einen Kilometer weit verfolgen. Ob die Kontaktmetamorphose der gleichen Mergelstufe jenseits des Pradelberges, mehr als zwei Kilometer vom gegenwärtigen Essexitstocke, noch auf diesen zurückgeführt werden kann, läßt sich nicht entscheiden, da in dieser Richtung der Stock zerstört wurde und jüngere Gesteine dazwischen getreten sind. Sehr verschiedenartige Gesteinsgänge durchsetzen von der Mitte radial ausstrahlend den Hauptstock und die Kontaktzone.

Auf nachträgliche Solfataren- und Fumarolenwirkung im bereits erstarrten Gestein ist das Auftreten sulfidischer Eisen-, Blei-, Silber- und Kupfererze zurückzuführen; sie erscheinen als Nester und Schmitzen oder in der Gesteinsmasse fein versprengt, oder auf Kluftflächen, besonders in der Nähe der jüngeren Gänge, und in der inneren Zone des Kontakthofes angereichert und sind schon zu wiederholten Malen der Gegenstand erfolgloser Schürfungen gewesen.

Andere Aufbrüche desselben Gesteines in Form breiter Kuppen und auch in Gangform finden sich unweit südlich am Lechenberge und an anderen Punkten bei Groß-Priesen; hier verdient noch ein weiteres vollkristallinisch-körniges Gestein besondere Erwähnung, nämlich der Sodalith-Augit-Syenit, welcher den Schloßberg von Groß-Priesen am rechten Elbeufer oberhalb Rongstock zusammensetzt und ebenfalls die oberturonen Cuvierimergel im Kontakte verändert hat. Das Gestein zeigt genau die chemische Zusammensetzung des Essexits von Rongstock, aber völlig verschiedenen Mineralbestand,[1]) ein schönes Beispiel für die Ausbildung des gleichen Magmas zu verschiedenen Mineralgemengen, trotzdem beide unter etwa gleichem Drucke vollkristallinisch erstarrt sind. Die Verschiedenheit wird auf die Gegenwart von chemisch gebundenem Wasser und Spuren von

[1]) J. E. Hibsch. Über Sodalithaugitsyenit im böhmischen Mittelgebirge und über die Beziehungen zwischen diesem Gestein und dem Essexit. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XXI, Heft 2, S. 157, 1902. Das Gestein von Groß-Priesen besteht vorwiegend aus Anorthoklas, dann Diopsid und Sodalith und geringen Mengen von Magnetit, Ägirinaugit, Hornblende, Titanit und Apatit. Der Essexit vorwiegend aus basaltischem Augit, Albit, Anorthit, Orthoklas, Biotit, daneben noch Hornblende, Magnetit und Cancrinit.

Chlor und Schwefelsäure im Gestein von Groß-Priesen zurückgeführt, welche im Essexitmagma bereits vor der Erstarrung entwichen sein dürften.

Phonolith-Laccolithen.

Als Beispiel für die Phonolithmassen, welche während der ersten Eruptionsepoche innerhalb der mergeligen Gesteine stecken geblieben sind, sei der Hegeberg bei Eulau erwähnt, der sich im Angesichte der erzgebirgischen Verwerfung gegenüber den Tyssaer Wänden über das Eulauer Tal erhebt. Die geologische Karte zeigt eine Phonolithmasse von elliptischem, fast kreisrundem, aber streckenweise unterbrochenem Umriß; die längere Achse beträgt 2 *km*, die kürzere 1·7 *km* Länge. Löss und Eluviallehm verdecken den größeren Teil der Masse; stellenweisse kommen darunter die kontaktmetamorphen Cuvierimergel zum Vorschein, welche dem Phonolith unmittelbar aufgelagert sind; sie steigen bis zu der Seehöhe von 480 *m* hinauf. An verschiedenen Stellen des Randes wird deutlich die Aufschleppung des Mergels beobachtet, der ringsum von der Masse abfällt; gleiche Verhältnisse zeigen auch die oligocänen Sandsteine am Südrande der Laccolithen. Eine kleine Kuppe von Nephelinbasalt, welche dem breiten Rücken beiläufig in der Mitte, wahrscheinlich über einem Schlote, aufsitzt, beweist das vorbasaltische Alter des Laccolithen.

Ein zweiter Laccolith wird zwischen Kartitz und Neschwitz unterhalb Rongstock von der Elbe durchschnitten, knapp am rechten Flußufer gehört ihm die Kuppe des Jungfernsteins an. Am südlichen Ende der rechtsseitigen Phonolithpartie beim Dorfe Jakuben ist im Einschnitte der Nordwestbahn die Anlagerung und Aufschleppung des Cuvierimergels sehr schön bloßgelegt. Die Schotter der diluvialen Hochterrassen, welche dem Phonolith aufgelagert sind, zeigen deutlich, daß die Elbe einst über der Aufquellung geflossen ist und erst später durch tiefe Talbildung die zusammenhängende Masse entzwei geteilt hat.

In einem Graben beim Dorfe Kojeditz auf der rechten Elbseite gegenüber von Aussig kann man ebenfalls die Anlagerung und Auflagerung des oberturonen Mergels deutlich wahrnehmen. Beim Anfange des Grabens ist derselbe steil südfallend aufgeschlossen und nordwärts hinabsteigend trifft man sehr bald auf den Phonolith, während auf der Plateauhöhe gegenüber dem Dorfe, an deren Rand sich der Graben hinabsenkt, unter den diluvialen Schottern, aber unmittelbar über dem Phonolith abermals die Mergel anstehen.

Selbst der 853 *m* hohe Kegel des Mileschauer wird von Hibsch nach seiner freundlichen Mitteilung für einen Laccolithen gehalten, da an dem Südwestabhange die steilgestellten Kreidemergel bis auf eine Seehöhe von 556 *m* hinaufreichen. Allerdings muß es vorläufig noch fraglich bleiben, ob die verhältnismäßig nur wenig mächtige Sedimentdecke so hoch emporgestaut werden konnte, ohne zu zerreißen und dem Magma den Austritt an die Oberfläche zu gestatten, während eine örtliche Aufbiegung oder ein Emporschwimmen selbst gewaltiger Schollen des durchbrochenen Gesteines

über der aufquellenden Masse, wie es z. B. von HINTERLECHNER[1]) am Nephelintephrit des Kunjetitzer Berges beschrieben wird, viel leichter vorgestellt werden kann; sind ja an vielen Punkten selbst Trümmer des Grundgebirges oder, wie im Vorlande des Eisengebirges, tief liegende Kreide- und Silurgesteine durch die Magmen bis an die heutige Oberfläche gefördert worden. Selbstverständlich haben solche Aufwölbungsvorgänge, ob wir es nun mit echten Laccolithen zu tun haben oder nicht, keinerlei Beziehung zu der Idee der Aufstauung der Kettengebirge durch vulkanische Kräfte,

Fig. 45. Der Borschen bei Bilin, Phonolith.

wie sie als Hypothese in früherer Zeit ganz allgemein angenommen worden ist.

Den laccolithenförmigen Phonolithen der älteren Epoche stehen die Phonolithkuppen entgegen. welche den älteren Tuffen und Ergüssen als frei aufragende Kuppen und Kegel aufgesetzt sind und als die jüngsten Eruptivgebilde des Gebietes betrachtet werden müssen; hieher gehören z. B. der Pradelberg bei Aussig und noch manche der südlichen Kuppen bis zum Leucit-Nephelin-Phonolith des Lobosch bei Lobositz und zum Nephelinphonolith des Borschen, dem abenteuerlich geformten Felsklotz, der als Erosionsrest einer alten Quellkuppe oder einer Schlotausfüllung aus der Ebene bei Bilin emporragt.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 469.

Gänge.

An vielen Punkten sind im böhmischen Mittelgebirge die Ausfüllungen von Spalten und Schloten aus den umgebenden Sedimenten durch spätere Erosion herausmodeliert. Als ein Gangschlot von Nephelinbasanit und Sodalithtephrit ist der 60 *m*, fast senkrecht aus dem umgebenden Basalttuff und Oligocänsandstein aufsteigende, mit Ruinen gekrönte Gipfel des Sperlingstein bei Nieder-Welhotten südlich von Tetschen zu betrachten.

Südlich von Aussig ragt als Rest eines Phonolithganges ein breiter Felsklotz mit der malerischen Silhouette der Ruine Schreckenstein quer in das Elbtal, dann nur wenig oberhalb, jedoch am linken Ufer der wegen der schönen Säulengliederung des Basaltes oft genannte Werkotsch, ebenfalls als breite und hohe Felsmauer aus dem Oligocänsandstein hervorragend. Die Basaltsäulen stehen, von einer mittleren Axe fiederförmig ausstrahlend, schief auf den Seitenwänden der Felsmauer, stellen sich aber in allmählicher Schwenkung von beiden Seiten in dem untersten Teile senkrecht und in den obersten Rändern greift der Basalt deckenförmig über den Sandstein, so daß man mehr den Eindruck gewinnt, als habe man keine von unten erfolgte Ausfüllung einer Spalte, sondern eher die Ausfüllung einer tertiären Regenschlucht im Sandstein durch einen von oben eingeflossenen Lavastrom vor sich, obwohl nach Hibsch alle Anzeichen dafür sprechen, daß die Eruptionen unter Wasser erfolgt und offene Täler und Schluchten gar nicht vorhanden gewesen seien. Die Ergüsse hätten sich nur strom- und deckenförmig ausbreiten können. Dafür spräche in erster Linie die Einlagerung vieler Basaltlager in sogenannte „Tuffite", das sind Sedimente, welche aus einem wechselnden Gemenge von Quarzsand und vulkanischen Aschenmaterial bestehen.

Diese Bemerkung von Hibsch[1]) bezog sich in erster Linie auf die breiten Basaltkörper der Gegend südlich von Bensen, welche als Ausfüllung klaffender Spalten gedacht sind. Sie sind von verschiedenem tephritischem Eruptionsmaterial überdeckt und haben die gegenwärtige Gangstockform, breit über der Spalte sitzend, ohne große seitliche Überströmung, bereits zur Zeit der tephritischen Eruptionen besessen; nichts deutet auf Kraterformen vom Vesuvtypus, dagegen werden die Gangstöcke von Hibsch mit dem Typus von Island verglichen, wo ebenfalls die Eruptionen auf breiten Spalten vor sich gehen und in verschiedenem Maße seitlich überfließen. Dieselben gewaltigen „Gangstöcke", deren überflossene Ränder nachträglich abgetragen worden sind und die gegenwärtig als breite Wülste aufragen, trifft man wieder zur Linken des Elbtals, südwestlich von Bodenbach. Besonders hervorzuheben ist die nordsüdlich verlaufende Erhebung von Eulau über dem Lerchenberg. Ähnliche Höhenrücken schneiden diesen in rechtem oder in schiefem Winkel wie der des Harraberges bei Böhmisch-Pokau und der Zug von basaltischen Kuppen, welcher die Siebenberge bei Ohren zusammensetzt.

[1]) Blatt Bensen S. 25.

Zahlreiche kleinere Gänge, hauptsächlich von Basalt, sind aus den Sandsteinen und verschiedenen Tuffen der Umgebung von Tetschen am Poppenberge, an der Kollmer Scheibe, am Natternstein bei Zautig u. a. O. als frei aufragende Mauern herausgeschält. Beim Dorfe Wesseln zwischen Aussig und Rongstock ist aus dem zwischen zwei gewaltige Phonolithberge eingelagerten Brockentuff eine wilde Regenschlucht, der sogenannte Tolle Graben, ausgewaschen. An den steilen Wänden der Schlucht haften zahllose kleine

Unveränderte Flötze
Unveränderte Flötze
Alter Mann
Tagbau
Flötzleer
Phonolith-Kuppe
Ausbiss
Ausbiss
Unveränderte Flötze
k
Unveränderte Flotze
Maßstab 1:11.200
G
g1
g2
g3
Gänge (G.g) u. Stock (k) von „weißem Letten“ (Zersetzt. Erupt. Gest.)
Contact an der Flötzdecke

Fig. 46. Trachytgänge und Verkokung der Braunkohle in der Emeranzeche bei Bilin, nach Pelikan.

und lagenweise geordnete, bis kopfgroße, rundliche und massige Basaltblöcke, und quer über die beiden Seitenwände und die Tiefe der Schlucht, durch einen kleinen Steilabfall bezeichnet, verlaufen, zerrissenen Ruinenmauern vergleichbar, senkrechte Gänge camptonitischer Gesteine.

Wo jüngere Gänge die Braunkohlenflötze durchbrochen haben, wurden auch diese im Kontakte eigentümlich verändert. Schon A. E. Reuss schrieb die stellenweise Umwandlung der Braunkohle von Binnowe und Proboscht bei Salesl der Einwirkung der Basaltgänge zu, welche die zahlreichen kleinen Flötze der nunmehr gänzlich aufgelassenen Braunkohlengruben durchdrungen und verschoben hatte. Umwandlung in sogenannte Stangen-

kohle erwähnt Bořicky von der Gottessegenzeche bei Salesl im Mittelgebirge; das Flötz ruht auf einem Basaltgange, in dessen Nähe die Kohle in kleine, 10—12 *cm* hohe und 1 *cm* dicke Säulen zerlegt ist, wobei die Säulchen auf der unebenen Berührungsfläche stets senkrecht stehen.[1])

Genau studiert, sind auch die Vorkommnisse in der Emmeranzeche und Plutozeche des Biliner Reviers der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft.[2]) Einige Phonolithkuppen durchragen dort ohne Einwirkung das Flötz, sie sind älter als die Braunkohle. Vom Rande einer der Kuppen setzen einige nur wenige Meter mächtige Gänge (g_1, g_2, g_3) von weißem lettigen Materiale ab; wahrscheinlich durchsetzen sie auch die Kuppe, denn am gegenüberliegenden Rande erscheint an der Stelle der drei schmäleren ein mächtiger Gang, genau die Richtung jener fortsetzend (Fig. 46). Etwa 340—400 *m* südöstlich von dieser Ganggruppe befindet sich ein weiterer, stellenweise 70—80 *m* breiter Lettengang, ebenfalls die gleiche Richtung einhaltend. Im „weißen Letten“, in dem man leicht große Pseudomorphosen von Kaolin nach Orthoklas wahrnahm, erkannte Pelikan mit Sicherheit einen zersetzten Trachyt, welcher hier wie anderwärts in Mittelgebirge zu den jüngeren Eruptionen gehört. An beiden Seiten der Gänge ist die Kohle in wechselnder Breite verändert und überdies befindet sich zwischen der Gruppe schmälerer Gänge und dem mächtigen Gange im Südwesten eine breite Zone, in welcher das Flötz nur im oberen Teile den Metamorphismus erlitten hat. Es hat also hier eine Einwirkung von oben her stattgefunden, entweder durch einen Erguß oder durch eine Intrusion von trachytischem Magma an der Grenze zwischen dem Flötz und seinem Hangenden. Die Metamorphose besteht in erster Linie in besonderer Anreicherung des Kohlenstoffes, beziehungsweise in der Umwandlung in die wegen ihres Brennwertes sehr geschätzte Kokskohle.

Ergüsse und lose Auswurfsmassen.

Oberflächenergüsse, vorwiegend basaltischer, aber auch tephritischer Natur finden sich besonders im nördlichen Teile des Mittelgebirges in großer Verbreitung und Ausdehnung. Zwischen die Decken festen oder glasig-schlackigen Gesteins mit kugeliger oder säulenförmiger Absonderung sind die Lagen loser Auswurfsmassen in Form von Aschen-, Sand- und Brockentuffen eingeschaltet. Die Decken haben geringere Mächtigkeit als die Tuffe, selten werden sie dicker als 10 *m*; doch sind mächtigere Vorkommnisse bekannt, wie z. B. die unterste zerstückelte und nur teilweise aufgeschlossene Decke von Nephelintephrit am Schichenberge östlich von Tetschen, welche selbst 40 *m* erreicht. Die verschiedenartigen Tufflagen

[1]) Bořicky. Petrographische Studien an Basaltgesteinen. Archiv f. Landesdurchforschung Bd. II, Abteil. 1, II. Teil, S. 226. — Hibsch. Blatt Groß-Priesen S. 483.

[2]) A. Pelikan. Über ein Ganggestein aus dem Biliner Braunkohlenrevier und die durch dasselbe hervorgerufenen Kontakterscheinungen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, Bd. 45, S. 255.

sind häufig zu 20—50, ja selbst bis zu 100 *m* übereinander geschichtet. Das ganze System von überlagernden Tephritdecken und Tuffen übersteigt 200 *m*. Sie erzeugen plateauähnliche Tafelberge, so daß das Landschaftsbild im Süden des Bruches bei Tetschen trotz des gänzlich verschiedenen geologischen Aufbaues, bei einem fernen Überblick doch ein ähnliches Allgemeinbild gibt wie die Tafeln des Kreidelandes im Norden. Die wechselnden Lagen sind an den Gehängen deutlich durch Abstufungen ausgeprägt; das feste Gestein bildet steile Wände, die lockere Aufschüttung sanfte Böschungen, wie das sehr schön im Polzentale bei Zautig, am Hutberge und an anderen Punkten der Umgebung von Tetschen zu sehen ist.

Die Basalte sind auf die tieferen Lagen beschränkt, und zwar ist dem jeweiligen Erguß die Aufschüttung der Tuffe vorausgegangen. Unmittelbar über dem oligocänen Sandstein liegen an vielen Punkten die bereits erwähnten „Tuffite"; sie bedeuten den ersten Beginn der eruptiven Reihen. Ihre Mächtigkeit kann bis zu 30 *m* betragen. Mit Quarzkörnchen sind glasige Partikelchen, Olivinkörnchen, Augit- oder Hornblendekriställchen in sehr wechselndem Verhältnisse vermengt.

Einzelne Tuffitlagen erscheinen übrigens auch in höheren Horizonten, ebenso wie auch nach Hibsch an zwei Lokalitäten (am Osterbache bei Reindlitz, Rongstock W. und nördlich von Dobern, Tetschen O.) unterbasaltischer Sandstein den Tuffen eingelagert ist.

Die Sand- und Aschentuffe der Umgebung von Tetschen sind stellenweise sehr reich an Abdrücken von Blättern, Stengeln und Früchten und die Fundpunkte bei Birkigt und an der Kolmer Scheibe haben eine oligocäne Flora von etwa 90 Arten geliefert.[1])

Aus Anhäufungen von rundlichen Lapilli und Blöcken bis zur Größe eines Kubikfußes bestehen die Brockentuffe der Gegenden südlich und südöstlich von Tetschen.[2]) Die Blöcke sind rundlich, manchmal auch scheibenförmig, an Rotationsformen erinnernd, häufig aber auch eckig abgekantet; sie bestehen fast durchweg aus tephritischen Gesteinen. Schlackige und gedrehte Bomben, im Flug erstarrte Lavafetzen sind bisher aus dem Mittelgebirge noch nicht bekannt geworden.

Das Auftreten hellfärbiger trachytischer Tuffe als jüngste Bildungen über dem Essexit von Rongstock wurde bereits oben erwähnt; sie stehen mit einer 40 *m* mächtigen Trachytdecke und mit zahlreichen trachytischen Gängen in Verbindung. Der Tuff umschließt große Blöcke eines glimmerreichen Gneises, welche die durch die Mißdeutung des Essexites hervorgerufene falsche Annahme einer Urgebirgsinsel bei Rongstock zu unterstützen geeignet waren.

---

[1]) H. Engelhardt. Über fossile Pflanzen aus tertiären Tuffen Nordböhmens. Sitzungsber. u. Abh. d. Ges. „Isis". Dresden 1894, S. 20—42; Derselbe. Beiträge zur Paläontologie des böhmischen Mittelgebirges. Naturw. Ver. Lotos. Neue Folge. XV, Prag 1895 und Lotos. XVI., 1896.

[2]) H. V. Graber. Über Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. d. Elbe. Tschermaks Min. Petr. Mitteil. Bd. XV, 1895, S. 291—324.

Kleinere Ströme von jüngerem Basalt werden bei Parlossa, am Rilkenberge, am Pappenberge, bei Dobern und an anderen Punkten östlich und südöstlich von Tetschen, mit den nahen Basaltdurchbrüchen in Verbindung gebracht; dort können einige jüngere Ausbruchspunkte vermutet werden.

Im Innern des Mittelgebirges, wo die größte Mannigfaltigkeit herrscht, sind Decken und Tuffe nicht so verbreitet und auf die Räume zwischen den Kuppen und Gangstöcken beschränkt. Daß am Westrande in der Umgebung von Schwaz die Flötze von Basalt überflossen sind, ist bereits als ein Umstand von stratigraphischer Bedeutung angeführt worden.

Das Duppauer Gebirge.

Als fast kreisrunde Hochfläche mit tiefen, waldigen und einsamen Tälern liegt die Eruptivmasse von Duppau am westlichen Abschlusse der Tertiärebene von Komotau und lehnt sich ohne merkliche orographische Grenze im Norden an den Gneis des Erzgebirges, im Westen an den Granit des Karlsbader Gebirges. Ihre innere Struktur ist gegenwärtig noch weniger bekannt als die des Mittelgebirges; wir dürfen in dieser Hinsicht von der geplanten Neuaufnahme durch Professor A. Pelikan viele Belehrung erwarten.

Es fehlen hier die einzeln aufragenden Kegel von Phonolith, welche für das Mittelgebirge so bezeichnend sind und die ganze Gebirgsmasse scheint fast ausschließlich aus einem sehr mächtigen System von übereinander geschichteten Tufflagen und Ergüssen zu bestehen. Die gegenwärtige Oberflächenbeschaffenheit ist allein durch die Erosion hervorgerufen, und man sieht deutlich, daß die einzelnen Kuppen, in welche sich das Gebirge randlich auflöst, wie z. B. zu beiden Seiten der Eger in der Gegend von Kaaden und Klösterle und bei Wotsch, nur losgelöste Teile der dem Urgebirge aufruhenden Ströme darstellen. Sehr häufig erscheint die durch die deckenförmigen Ergüsse bedingte Form der Tafelberge, in deren Gehänge dann die einzelnen Ergüsse zwischen den Tufflagen als Abstufungen weithin kenntlich sind, so z. B. am Herrgottsstuhl bei Wotsch (719 *m*) und besonders schön am Burberg bei Kaaden, wo kein Waldwuchs den Stufenbau des Tafelberges verkleidet. Im Egertale zwischen Wotsch und Klösterle, wo der Fluß bis auf den Gneis und den Granulit sich eingefurcht hat, sieht man an mehreren Stellen die eruptiven Gänge, auf denen das Magma der Ergüsse emporgedrungen ist; unter diesen verdient der Erpelstein beim Bahnhofe von Warta wegen seiner auffallenden, dem Werkotsch bei Aussig vergleichbaren Gestalt besondere Erwähnung.

Über der 30—40 *km* breiten Basis mochte sich, anders als im Mittelgebirge, ein flacher Kegel erhoben haben; gegenwärtig befinden sich die höchsten Erhebungen des Gebirges mehr gegen Südwesten gerückt in einem gegen Südost streichenden Kamme, welcher den Ödschloßberg (925 *m*) und den Burgstadtl (932 *m*) verbindet. Das Tal des Aubaches greift mit winkeligem Verlaufe tief in das Gebirge und in seiner breiten Mulde, bei-

läufig in der Mitte der Masse, liegt das Städtchen Duppau. Es sind Anzeichen vorhanden, daß sich gerade hier ein zentraler Schlot und vielleicht darüber ein Hauptkrater befunden hat.

Im Flurhübel westlich von der Stadt Duppau gibt die alte geologische Karte Hornblendeschiefer an, ebenso wie der Essexit von Rongstock in früherer Zeit als archaischer Aufbruch mißdeutet wurde. Wiesbauer[1]) lenkte vor kurzer Zeit neuerdings die Aufmerksamkeit auf dieses merkwürdige mittelkörnige-kristallinische Gestein, in welchem schon mit freiem Auge große Biotittafeln, gelblichgrüne Olivinkörner und stellenweise auch reichlicher Augit wahrgenommen werden. Becke[2]) bestimmte dasselbe als Theralith, eine bisher nur aus Amerika und von der Halbinsel Kola bekannte Felsart, im ganzen Habitus und in der Struktur dem Essexit von Rongstock nahe verwandt und wie dieser als vollkristallinisches tertiäres Tiefengestein zu betrachten, welches im Kern der Masse, tief im Schlote sich verfestigte. So wie der Essexit den Tephriten des Mittelgebirges, entspricht der Theralith in chemischer Hinsicht den Basalten der Duppauer Masse. So wie an den amerikanischen Lokalitäten, wird auch hier der Theralith durchschwärmt von hellen Gängen und Adern, den Apliten in den Granitstöcken vergleichbar; sie bestehen aus Eläolithsyenit.

Weitaus die größte Verbreitung besitzen im Duppauer Gebirge basaltische Gesteine, doch werden von mehreren Punkten, zumeist schon an den Rändern des Gebirges (Schömitzstein bei Karlsbad), auch Phonolithe angegeben. Tephrite in größerer Verbreitung harren wahrscheinlich wie im Mittelgebirge noch der Entdeckung. Bisher hat Hibsch auf einer flüchtigen Exkursion in der Umgebung von Duppau bereits sowohl verschiedene Tephrite als auch dieselben charakteristischen Ganggesteine wie bei Rongstock (Monchiquit, Gauteit) als Begleiter des Theralithes nachgewiesen.[3])

Die Tuffe zeigen die gleiche wechselvolle Beschaffenheit wie im Mittelgebirge, teils feineres Material, teils conglomeratähnlich verfestigtes Blockwerk; wie im Mittelgebirge, finden sich da und dort Einlagerungen von Diatomeenschiefern und Menilithopalen (z. B. zwischen Tschermich und Tscheckowitz bei Saaz), Kalkeinlagerung ein und die geschätzte Grünerde bei Kaaden, ein Zersetzungsprodukt eines augitreichen Tuffes;[4]) selten finden sich verkieselte Hölzer; dagegen sind die sogenannten Zwerglöcher im Tuffe des Schwedelberges zwischen Gießhübel-Puchstein und Zwetbau erwähnenswert. Hochstetter deutet sie als die Hohlräume ausgewitterter Baumstämme, die von der Aufschüttung oder vom Schlammstrome überwältigt worden waren.

[1]) J. B. Wiesbauer. Theralith im Duppauer Gebirge. Sitzungsber. d. naturw. Ver. Lotos. Neue Folge. Bd. XXI, Prag 1901, S. 62—69.

[2]) F. Becke. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 351—353.

[3]) J. B. Wiesbauer. l. c.

[4]) H. Becker. Das Grüne Farb-Erde-Vorkommen bei Atschau-Gösen im Bezirke Kaaden in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 171—178.

Kammerbühl und Eisenbühl.

Auf dem Scheitel einer der flachen Bodenwellen des Beckens von Eger sitzt als breitrundliche Erhabenheit der Kammerbühl, von den Städten Eger und Franzensbad etwa gleichweit entfernt; von allen Seiten des Beckens weithin sichtbar, erscheint er namentlich von Norden gesehen als dominierende Erhebung über der Moorfläche. Je mehr man sich ihm nähert, desto mehr verliert er an Ansehnlichkeit, denn der spärlich mit Rasen und Buschwerk überwachsene steinige Hügel überragt das zunächst umliegende Flachland kaum um 30 *m*. Einer der kleinsten Vulkane Böhmens, kann er doch der berühmteste genannt werden; seine auffallende isolierte Lage hat ihn seit den Anfängen wissenschaftlicher Geologie zum Gegenstande besonderer Aufmerksamkeit gemacht und er hat tatsächlich in der Geschichte dieser Wissenschaft eine Rolle gespielt. Ein Teil des Kampfes zwischen Neptunisten und Plutonisten hatte ihn zum besonderen Gegenstande und ein Verzeichnis der Forscher, welche sich mit dem Hügel besonders beschäftigt oder ihre Ansicht über seine Entstehung geäußert haben, enthält viele hervorragende Namen böhmischer und deutscher Forscher vom Ende des XVIII. und aus dem XIX. Jahrhundert; ich nenne nur Born, Leop. von Buch, Goethe, Reuss, Vater und Sohn, Goldfuss, Bischof, Berzelius, von Hoff, Cotta, Leonhard, Graf Sternberg, Sandberger, Gümbel, Laube, Reyer.[1]) Vor Allen leuchtet der Name Goethes hervor. Der Dichterfürst benutzte seinen wiederholten Aufenthalt in Karlsbad zu geologischen Exkursionen in verschiedene Teile der Umgebung und seine betreffenden Schriften zeigen deutlich, wie er mit dem Geiste des Naturforschers, als ein strenger Beobachter den Dichter auszog und erkannte, daß für die sachliche Erkenntnis kein scheinbar noch so geringfügiges Detail vernachlässigt werden darf. Wie er z. B. die strengste, fast pedantische Beschreibung jedes einzelnen Granitstückes der Müllerschen Steinsammlung durchführte, so war er auch, wie aus seiner Schilderung des Franzensbader Beckens und des Kammerberges hervorgeht, in bewunderungswürdiger Weise vertraut mit jeder Örtlichkeit des bereisten Landes, sammelte er auch die verschiedenen Auswürflinge des Kammerbühls und unterschied er unter ihnen 25 Arten. Begreiflicherweise mußte ihn das Rätsel des Berges zu einer Zeit, in welcher von mancher Seite die Existenz erloschener Vulkane überhaupt bezweifelt wurde und der Basalt wegen einer häufig deckenförmigen Lagerung für ein Sediment gehalten wurde, besonders anziehen. Ihm, dem Feinde alles Gewaltsamen und Überstürzten, der in der Natur eine „geheimnisvoll am lichten Tag“ still und sinnvoll gestaltende Kraft sehen wollte, war gewiß die Idee einer ruhigen Entwicklung, wie sie die Schule Werners lehrte, sympathischer und fast wäre man geneigt zu glauben, daß er Lyells Lehren eben so, wie die Darwins vorausahnte. Trotzdem erkannte er den Kammerbühl bei seinem ersten Besuch (1808) als Vulkan, die Anlagerung der wohl-

[1]) S. Literaturverzeichnis bei E. Prost. Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 25—86.

geschichteten Tuffe konnte er sich freilich nur unter Wasser entstanden denken. Erst später (1822) bei einem neuerlichen Besuche in Gesellschaft von Graf STERNBERG, GRÜNER, BERZELIUS und dem Wiener Professor der Medizin POHL wurde er, offenbar beeinflußt durch die Meinung anderer, an seiner ersten, im wesentlichen richtigen Ansicht irre und erklärte den Hügel für „pseudovulkanisch“; das Material der geschichteten Tuffe sollte, vermengt mit Kohle, zufällig an den Basaltfels angeflötzt worden sein und später durch einen Brand der Kohle seine gegenwärtige Beschaffenheit erhalten haben.

Schon vor GOETHE hatte der Kammerbühl seine Geschichte; sie beginnt mit einem Schreiben von Ignaz von BORN an Franz Grafen von KINSKY „über einen ausgebrannten Vulkan bei der Stadt Eger in Böhmen“.[1]) F. A. REUSS (Vater, 1792) hielt den Berg für „pseudovulkanisch“ und durch einen Erdbrand entstanden. Ein Zeugnis von dem warmen Interesse, welches die damaligen naturforschenden Kreise Böhmens der Frage entgegenbrachten, ist die kleine Granitpforte am südlichen Fuße des Hügels mit der Aufschrift: „Den Naturfreunden gewidmet von G. K. STERNBERG. MDCCCXXXVII.“ Hier hatte der um die geistige Hebung seines Vaterlandes so hoch verdiente Geognost und Montanschriftsteller Graf Kaspar STERNBERG, wahrscheinlich in Erinnerung an einen Wunsch GOETHES, allein aus Liebe zur Wissenschaft mit großen Kosten umfangreiche Untersuchungsschächte und Seitenstrecken abbauen lassen. In einer seigeren Tiefe von 20 *m* waren nach verschiedenen Richtungen Seitenstollen bis auf 64 und auf mehr als 100 *m* getrieben worden; das erwähnte Portal ist der Ausgang einer solchen steilansteigenden Seitenstrecke. Schon seit längerer Zeit sind die Strecken verstürzt und gänzlich ungangbar. In der Tiefe wurde an verschiedenen Stellen die Auflagerung der Tuffmassen auf dem Letten und auch auf Glimmerschiefer nachgewiesen und zuletzt noch der feste Basaltschlot mit den Apophysen, welche er in die umgebenden Schlackenmassen entsendet, durchfahren.

Heute hätte es freilich dieser Opfer nicht bedurft, um die vulkanische Natur des Kammerbühls nachzuweisen, und sein Aufbau ist recht leicht verständlich. Der östliche größte Teil des Berges, den Gipfel mit inbegriffen, besteht aus lockerer Aufschüttung, die in einer großen, etwa 60 *m* breiten Schottergrube schön aufgeschlossen ist. Etwa 40 Lagen von Auswürflingen und Aschenmassen sind fast horizontal in größerer Regelmäßigkeit übereinander geschichtet; durch die verschiedene, mehr schwarze, schwarzbraune oder schmutzig-ziegelrote Färbung sind die Lagen sehr deutlich gekennzeichnet. Die Auswürflinge bestehen zum größten Teile aus basaltischen Gesteinen, zum Teile aus Trümmern von festem Basalt, aber auch aus gedrehten Lavafetzen, welche in einzelnen Fällen bis zu 1 *m* Länge erreichen können; daneben finden sich Bruchstücke des Liegenden, vor allem Trümmer von Phyllit und Glimmerschiefer, oft gerötet und oberflächlich glasig über-

[1]) Prag 1773.

schmolzen, ebenso wie die Quarzitstücke. Die meisten Lavabomben enthalten in ihrer Mitte ein Stück eines solchen fremden Gesteins aus der Tiefe. Unmittelbar unter den Auswurfsmassen liegt miocäner, glimmeriger Letten, durch den Kontakt ziegelrot gebrannt. Der nordwestliche Abhang des Berges bis nahe zum Gipfel besteht aus den Resten eines Lavastromes; der Schlot in der Tiefe, fast unter dem Gipfel, ist durch die Unternehmung des Grafen Sternberg nachgewiesen worden. Spuren eines Kraters, welche die ältesten Beobachter auf dem Gipfel gesehen haben wollten, sind nicht vorhanden; die dortigen Gruben sind künstlich, etwa zum Zwecke von Kohlenschürfung oder zur Materialentnahme, bewerkstelligt worden. Daß am Kammerbühl schon in der ältesten Zeit Steine gebrochen wurden, beweist der aus dem Nephelinbasalt des Hügels erbaute „Schwarze Turm" in Eger, welcher schon zur Zeit der Karolinger errichtet worden ist und als Bollwerk gegen die Einfälle der Ungarn gedient haben soll.

Die horizontale Schichtung der Auswurfsmassen wird schon von Berzelius auf äolische Wirkung zurückgeführt; der Wind soll die gleichmäßige Ausbreitung des durch die jeweilige Explosion in die Luft geschleuderten Materials veranlaßt haben. Am Ende einer Reihe von Explosionen erfolgte, wie es die Regel ist, der Ausfluß des Lavastromes, der zugleich den Eruptionskanal verstopfte.

Ein ganz ähnlicher Schicht- oder Stratovulkan ist der etwa 8 *km* südlich ganz nahe der bayrischen Grenze gelegene Eisenbühl bei Boden, ebenfalls kaum 30 *m* hoch und mit sanftem Nordabfall, knapp angelagert an den breiteren Phyllithügel des Rehberges. Der Hügel selbst besteht zwar aus ungeschichteten Schlackenmassen, ganz ähnlich denjenigen des Kammerbühls, von seinem Fuße her steigen aber Lagen von feinen hellgrauen Aschentuffen den sanften Abhang des Rehberges hinauf, welche durch Zwischenlagen gröberer Lapilli wohlgeschichtet erscheinen. Die Schichtung fällt sanft südwärts, entsprechend der Neigung des Abhanges. Die Aschentuffe enthalten zahlreiche basaltische Bomben, oft mit Einschlüssen des Grundgebirges, und lose Trümmer von Quarzit, Phyllit und Basalt nebst Olivinknollen; auf der Höhe der Rehberges fehlen die Tuffe und der Phyllit liegt zu Tage. Offenbar sind sie auch hier einmal vorhanden gewesen und erst später abgetragen worden, denn sie erscheinen wieder in den Regenschluchten am Nordabhange des Rehberges in einer Mächtigkeit bis zu 6 *m* aufgeschlossen, 1·5 *km* vom Eisenbühl entfernt; ja selbst am Westabhange des Tillenberges, 5 *km* östlich vom vermutlichen Eruptionspunkte, konnte man die Aschenspuren nachweisen. Die Entfernungen sind allerdings nach den neueren Erfahrungen über explosive Eruptionen nicht erstaunlich. Die stärkeren Explosionen, welche das feine Aschenmaterial weithin verstreuten und die verschiedenen Auswürflinge emporbrachten, sind offenbar zuerst erfolgt; erst zuletzt bildete sich der aus Basaltschlacken bestehende Hügel.

Auch der Eisenbühl wurde von GOETHE besucht, und zwar im Jahre 1823 auf Anregung des Medizinalrates GRÜNER in Eger, der als der Entdecker dieser vulkanischen Bildungen gelten kann, und GOETHE verdanken wir auch die erste wissenschaftliche Nachricht über den Gegenstand. Später haben sich damit noch GUMPRECHT, A. E. REUSS und besonders GÜMBEL befaßt, aber die Erscheinungen wurden nie so umstritten wie am Kammerbühl.

Die vulkanischen Bildungen zwischen Neu-Albenreuth und Boden gehören offenbar zu den allerjüngsten in Nordböhmen; das geht schon aus den relativ geringen Veränderungen des Reliefs hervor, wenn man z. B. die tiefe Abtragung der Duppauer Masse, die Zerstörung eines gewaltigen Kegels bis auf den kristallinischen Schlot, in Vergleich zieht. GÜMBEL hält diese Eruptionen für diluvial.

VII. Abschnitt.

Das Erzgebirge.

Tepler Hochland, Kaiserwald und Siebenlinden-Gebirge. — Fichtelgebirge. — Münchberger Gneismasse und die thüringische Zone. — Das sächsische Granulitgebirge. — Steinkohlenflötze von Zwickau und Chemnitz. — Die Neudecker Mulde. — Das Freiberger Gneisgebirge. — Die gesenkte Altenberger Scholle. — Östliches Ende und Elbtalgebirge. — Isolierte Urgebirgsinseln im Süden des Erzgebirgsbruches. — Quarzgänge. — Erze. — Heilquellen.

Vom Rande des mittelböhmischen Granitstockes bei Klattau oder Nepomuk, durch den östlichen Teil der paläozoischen Mulde in nordöstlicher Richtung, über Pilsen, quer durch das Tepler Hochland gegen Marienbad, quer durch das Kaisergebirge, westlich an Falkenau vorbei über den schmalen Phyllitrücken von Maria-Kulm, durch das Urgebirge zwischen Asch und Graslitz hindurch, über Plauen durch das Vogtland, zwischen Schleiz und Greiz hindurch etwa bis Triptis an der Wasserscheide zwischen Saale und Elster — diese 180 *km* lange gerade Linie durchschneidet auf ihrer ganzen Erstreckung nordöstlich streichendes Gebirgsgefüge; alle durchquerten Gebirgsglieder sind Teile des gemeinsamen variscischen Bogens. Das Erzgebirge ist ein Teil, oder richtiger eine Gruppe von Teilen dieses Bogens, denn der große Bruch an seinem Südrande durchschneidet schräge das Gefüge des Bogens. Im Westen, etwa bis Joachimsthal, sind dem Abbruche die eben beschriebenen Kohlenbecken von Falkenau und Eger vorgelagert und im Süden derselben erheben sich in den Waldsassen, im Kaiserwalde und bei Karlsbad Höhen, welche die Individualisierung des Erzgebirges weniger deutlich hervortreten lassen. Erst weiter im Osten, wo das mittelböhmische Schiefergebiet unter der Kreide und unter den Alluvien des Elbtales verschwunden ist, wo weites offenes Land über Saaz und Brüx bis an den wallartigen Abbruch reicht und wo tiefe tertiäre Buchten

die Kuppen des Mittelgebirges nördlich umranden, erscheint das Erzgebirge als ein ansehnliches, orographisch schärfer umgrenztes Gebilde. Der sehr gleichförmige, zum größten Teile bewaldete Kamm von etwa 1000 *m* Seehöhe tritt mit flach welligem Verlaufe bald knapp an den Abbruch, bald entfernt er sich um ein geringes, je nach dem Maße der rückschreitenden Ausspülung der Täler an den beiden Seiten des Gebirges. Dort, wo er näher an den südlichen Abbruch herantritt, bietet er dem von Süden kommenden Beschauer eine eindrucksvollere Gebirgslandschaft. Wo der Kamm weiter zurücktritt, trifft man zwar auch den Abbruch mit den kurzen Quertälern, aber die höheren Kuppen bleiben mehr im Hintergrunde. Da die Reichsgrenze dem Kamme folgt, spiegelt sich auf diese Weise die größere oder geringere Breite des zu Böhmen fallenden Streifens bis zu einem gewissen Grade in dem landschaftlichen Bilde.

Im Westen scheinen die variscischen Züge des Erzgebirges innig verwachsen mit dem vorliegenden Urgebirge und hier soll der folgende Versuch einer Analyse der variscischen Faltenzüge seinen Ausgang nehmen

Tepler Hochland, Kaiserwald und Siebenlinden-Gebirge.

Wiederholt wurde bereits der plötzlichen Biegung im Streichen am Nordende des böhmischen Pfahles gedacht, welche zugleich die tektonische Begrenzung des nördlichen Böhmerwaldes bedeutet, und ebenso des Streifens von Glimmerschiefer, welcher aus der nordwestlichen Ecke des mittelböhmischen Schiefergebietes bei Plan über Neumarkt gegen Luditz und Chiesch sich ausdehnt und die normale Unterlage der großen Schiefermulde bildet. Der Glimmerschieferzug verbreitert sich gegen Nordost; Einlagerungen von Gneis ziehen hindurch und gegen Nordwest gewinnen massige und schiefrige dioritartige Amphibolite große Verbreitung. Sie bildet den Hauptstock des Tepler Hochlandes. Im Osten greifen einige Schollen von Rotliegendem aus der Gegend von Manetin über den Glimmerschiefer. Im Nordwesten, zwischen Einsiedel und Sangerberg, liegt, gegen Nordost elliptisch gestreckt, einer der größten basischen Stöcke der böhmischen Masse, bestehend aus Serpentin und Gabbro; er verrät sich jedoch nicht durch die sonst für Serpentin bezeichnende Oberfläche; dichter Wald bedeckt dieses Gebiet.[1]) Gegen Westen hin, d. i. gegen Marienbad, und gegen Norden bei Petschau endet das Amphibolitgebiet an Granit. Es sind dieselben Granite, welche bis Karlsbad reichen und im Osten von der Duppauer Basaltmasse bedeckt werden; sie bilden die Mitte des Kaiserwaldes und reichen im Südwesten bis Königswart und Sandau. Die weiter gegen Nord liegende Hauptmasse, von welcher diese Granitstöcke nur Teile sind, wird unten besprochen werden.

---

[1]) H. B. Paton. Die Serpentine und Amphibolgesteine nördlich von Marienbad. Tschermaks Min. Mitteil. N. F. X. 1888, S. 89—144. — F. Martin. Untersuchungen der Bahnstrecke Karlsbad—Marienbad. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1900, S. 419—468.

Rings von Granit umschlossen, ragt bei dem alten Bergorte Schlaggenwald und bei Schönfeld eine größere Gneismasse auf; ihr Streichen ist das normal variscische, d. i. gegen Nordost. Weiter gegen West erscheint zwischen den Granitstöcken Glimmerschiefer, der südlich von Königswart und Sandau Zusammenhang gewinnt und im Südwesten den Tillenberg, den orographischen Endpunkt des nördlichen Böhmerwaldes, nahe der Reichsgrenze bildet. Dem Glimmerschiefer folgt gegen Nordwest eine Zone von Phyllit, welche, aus Bayern über Neu-Albenreuth und nördlich vom Tillenberge herumziehend, dann gegen Nordost gerichtet den westlichen Rand des Kaiserwaldes begleitet. Dieser Phyllitstreifen tritt als der niedrige Hügelzug von Maria-Kulm über den Nordrand des Kaiserwaldes hinaus, trennt das Becken von Eger vom Falkenauer Becken und erreicht tatsächlich das Erzgebirge.[1] Er bildet hier offenbar nur den Ostrand einer breiten Phyllitzone, welche den Untergrund der südlichen Hälfte des Egerer Beckens einnimmt, in großer Breite vom Kaiserwalde über Eger bis Franzensbad dieses Becken umsäumt und zugleich im Westen den Kaiserwald mit dem Fichtelgebirge verbindet. So bildet das Siebenlinden-Gebirge die Mitte einer großen Synklinale, welche von Waldsassen herüberstreichend den Rand der Ebene südlich von Eger erreicht.

Der Kammerbühl steht auf einem vom Tertiär verhüllten Sporen dieses Schieferzuges und hat Trümmer von Phyllit emporgebracht und unter seine Auswürflinge gemengt. Die Ausbruchstelle bei Alt-Albenreuth gehört demselben Schieferzuge an und indem der Zug gegen Südwesten nach Bayern eintritt, trägt er im Reichsforst das erwähnte Gebiet von Tuff, Schlacke und basaltischen Blöcken, welches da und dort ein höherer basaltischer Kegel überragt. Granit wird hier unter den vulkanischen Bildungen sichtbar und dürfte sich unterirdisch mit der Granitmasse des Steinwaldberges (940 *m*) vereinigen, welche oberhalb Erbendorf im Südosten den Schieferzug begrenzt. Gegen Nordwest schmiegt sich der letztere an den Südfuß des Fichtelgebirges. Südöstlich von Bayreuth erreicht er in seiner vollen Breite den Fichtelgebirgsrandbruch und versinkt hier, wie Gümbel ausführlich beschreibt, zugleich mit der gesamten Fortsetzung des variscischen Bogens und des Böhmerwaldes.

Fichtelgebirge, Münchberger Gneismasse und Thüringische Zone.

Die Granitmassen, welche den variscischen Bogen durchbrechen, haben die angrenzenden Gesteine verändert und bei sehr großen Stöcken kann man hier, sowie im südlichen Urgebirge bemerken, daß sie in einer Randzone, die selbst einige Kilometer breit werden kann, auch die Lagerung beeinflussen, indem sie die umgebenden Gesteine beiseite schieben. Aber eine Ablenkung des Hauptstreichens wird nicht herbeigeführt, denn die

[1]) F. Löwl beschreibt in diesem Hügelzuge eine nordwärts gerichtete Überschiebung von Glimmerschiefer auf Phyllit. — Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1888, S. 24—30.

variscischen Falten sind älter als diese Granite. Sie laufen nicht selten an die Granitgrenze heran und setzen jenseits des Stockes in gleicher Richtung fort, und die Gänge, welche der Granit in die gefalteten Nebengesteine entsendet, haben keine Faltung erlitten. GÜMBEL hat diese den älteren Anschauungen über die Erhebung der Gebirge völlig widersprechende Tatsache seit lange richtig erkannt und das Fichtelgebirge als ein Beispiel für ihre Richtigkeit hervorgehoben.[1])

Die breite, gegen Nordost gestreckte Masse des Fichtelgebirges wird oft in älteren geographischen Darstellungen als ein Muster eines selbständigen Gebirgsstockes geschildert, weil vier Flüsse, Eger, Saale, Main und Naab, nach verschiedenen Himmelsrichtungen von ihm abfließen. Seinem Baue nach besteht es aus zwei Elementen, nämlich aus einem gegen Nordost streichenden variscischen Faltenstücke und einem Granitstocke, welcher die höchsten Teile bildet.

Der Granitstock beginnt südlich von Wunsiedel mit einem hakenförmigen Vorsprunge, der von dem zweifachen Gipfel der Kössein (946 *m*) gegen Nordwest zum Ochsenkopfe (1015 *m*) zieht. Von hier gegen Nordost über den Schneeberg (1055 *m*) an den Quellen des Weiß-Main streckt sich der weit längere Ast der Hakenform, tritt bei Selb nach Böhmen und bildet als breiter, niedriger Rücken den nordwestlichen Rand des Egerer-Beckens (Kohlwang bei Wildstein 613 *m*).

Gneis erscheint in zwei Gebieten, nämlich nördlich von Wunsiedel in der hakenförmigen Biegung des Granitstockes und dann in Form eines längeren Streifens, dem Granite angelagert, bei Selb südlich von Asch, in beiden Strecken mit streng gegen Nordost gerichtetem variscischen Baue. Den Südrand des Fichtelgebirges begleitet der erwähnte Schieferzug des Reichsforstes und des Siebenlinden-Gebirges und an den Nordrand der Granitkuppen des Ochsenkopfes und des Schneeberges (West von Wunsiedel) sowie weiterhin an den Gneis von Selb schließt sich ebenfalls ein langer Zug von Glimmerschiefer und Phyllit. Kleinere Granitstöcke (Laitsch, Waldstein, Großer Kornberg) tauchen aus ihm hervor und im Südwesten erreicht er, ebenso wie der südliche Zug, den Randbruch bei Goldkronach.

Westlich vom Granitstocke des großen Kornberges verengt sich der nördliche Schieferzug; gegen seinen Nordrand stellen sich paläozoische Gesteine ein und man gelangt in der Entfernung von 6—7 *km* vom Nordrande des Fichtelgebirgsgranites an die selbständige Münchberger Gneismasse. Mit elliptischem Umrisse, etwa 32 *km* lang, hebt sie sich südwestlich von Hof aus der Umhüllung und reicht bei Berneck bis knapp an den Randbruch. Hornblendegneise und Glimmergneise, Amphibolite, Eklogite und Serpentine, spärliche Granulite, Gneise sowie kleine Granitstöcke („Syenitgranit") wurden hier von GÜMBEL unterschieden. Die Vergesell-

[1]) C. W. GÜMBEL. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. III. Abteil., S. 628 u. a. a. O.

schaftung der Gesteine ist die im Donau-Moldaugebiete allgemein verbreitete und die Gneistypen dürften denen in der Gruppe der „Schiefergneise" am besten entsprechen, wenn auch das Auftreten von chloritischen und talkartigen Mineralien (Sericit?) auf nachträgliche dynamische Veränderung schließen läßt. Das nordöstliche Streichen beherrscht fast allenthalben die breite Ellipse.

Der höchste Punkt (Kriegswald 725 *m*) gehört der Gneiszone des Nordrandes an; diese ist an mehreren Stellen nordwärts über die Nachbargesteine der Umrandung überschoben. Im Gegensatze zur schmalen schiefrigen Umrandung im Südosten gegen das Fichtelgebirge, breitet sich im Nordwesten, Norden und Nordosten der Münchberger Gneismasse eine reich gegliederte und in Nordost streichende, gefaltete Serie paläozoischer Sedimente aus, welche dem nördlichen Schiefersaume auflagert und noch das Untercarbon umfaßt. Dieser großen paläozoischen Zone, der Thüringischen Zone, gehört der Frankenwald an, ferner das Vogtland und ein großer Teil von Thüringen. Das tiefste, durch Fossilien bezeichnete Glied sind Schiefer, welche entweder dem höchsten Cambrium oder dem tiefsten Untersilur angehören; sie erscheinen bei Hof am Rande der Münchberger Gneismasse.[1]) Der böhmische Graptolithenschiefer e_1 ist an vielen Stellen bekannt, da und dort begleitet ihn der dunkle Kalkstein von e_2. Das Devon dagegen gleicht nicht jenem des mittleren Böhmen, sondern jenem des Rheins und der Sudeten; wie dort, fügen sich nämliche Tonschiefer von beträchtlicher Mächtigkeit ein und wie in den Sudeten, erscheint im Oberdevon der Clymenien-Kalkstein. Darüber folgt der Culm, ganz wie in den Sudeten durch die Einstreuung größerer Blöcke alter Felsarten ausgezeichnet, und an mehreren Punkten, wie z. B. bei Lehesten im Frankenwalde, werden im Culm Dachschiefer gebrochen, genau wie bei Bautsch in Mähren. Das Auftreten des untercarbonischen Kalksteines mit Productus liefert einen weiteren Vergleichspunkt mit den Sudeten.[2])

So wie hier am Außenrande die gefaltete Serie im Vergleich zu den inneren Gebieten der Masse ergänzt ist durch das Hinzutreten des marinen Untercarbon, so ist auch die postvariscische Decke vervollständigt durch Zechstein, Trias und weitere mesozoische Glieder bis zum Beginne der Kreide. Als tiefstes Glied der postvariscischen Decke wird das Obercarbon bei Stockheim und Erbendorf sichtbar. Die langen nordwestlichen Brüche wiederholen sich innerhalb der gesenkten Decke westlich vom Thüringer Walde, z. B. bei Schmalkalden und Meiningen, und ebenso östlich von demselben, z. B. bei Gotha, dann südlich von Jena und an vielen anderen Stellen, während der Thüringer Wald selbst samt dem Ringgau zwischen zwei solchen Brüchen als ein langer Horst und als Fort-

[1]) Barrande. Faune silurienne de Hof en Bavière, Prague 1868. — J. F. Pompeckj. Ein neu entdecktes Vorkommen von Tremadocfossilien bei Hof, 8°. Hof.

[2]) Eine gute Übersicht dieses Baues gaben Liebe und Zimmermann schon 1884 in den Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen. V., Heft 4.

setzung des Frankenwaldes aufragt (S. 12). Einzelne Teile der gefalteten Unterlage und Granitkuppen werden auch noch innerhalb dieses Horstes sichtbar. An der erwähnten Bahnlinie Saalfeld—Neustadt—Gera und in der Richtung auf Ronneburg verschwindet die gefaltete Thüringische Zone unter der Decke oder, richtiger gesagt, es wird an dieser Linie die Grenze erreicht, bis zu welcher bis heute die Abtragung der Decke vorgeschritten ist. Östlich von Ronneburg greift die Decke weit nach Süden vor.

Das ganze thüringische Gebiet ist von langen, breiten und anmutigen Tälern durchzogen, welche sich nordwärts aus dem gefalteten Gebirge in die Decke fortsetzen, wie die Täler der Saale und der Elster. Stromaufwärts gehend aber und in den Quellgebieten trifft man eine andere Landschaft an. Ihre Eigentümlichkeit ist wohl am besten ausgeprägt im Vogtlande, etwa auf der Strecke zwischen Plauen und Hof. Von jeder Höhe aus übersieht man ein weites, grünes, von einem höchst gewundenen Talsysteme in Rücken von annähernd gleicher Höhe aufgelöstes Hochland. Dunkle Flecken von Wald sind ausgestreut über seine mäßig gewölbten Flächen. Die Täler sind bald breit, bald eng und felsig und beeinflußt durch zwei Umstände, nämlich durch die Einschaltungen von Diabas in die höheren paläozoischen Schichten und durch die einstige weit größere Verbreitung der postvariscischen Decke. Der erste Umstand bewirkt örtliche Ablenkung, Talengen und felsige Lehnen; vermöge des zweiten Umstandes erscheint das heutige Talsystem, wenigstens zum Teile epigenetisch, als das wenig verzerrte Abbild eines weit älteren Talsystems, das sich vor Zeiten über der Decke in voller Unabhängigkeit von den variscischen Falten entwickelt hat, die es jetzt nach jeder Richtung durchschneidet.

Das sächsische Granulitgebirge, Flötze von Zwickau und Chemnitz.

Im Jahre 1883 hat H. Credner in einem lehrreichen Vortrage den Bau des westlich von der Elbe liegenden Teiles von Sachsen dargelegt. Er unterschied drei Faltensättel, und zwar das Erzgebirge (1000—1200 *m*), vor demselben nördlich von Chemnitz das Granulit- oder Mittelgebirge (bis 485 *m*) und weiter im Norden das Strehlaer Gebirge (am Kolm bei Oschatz bis 300 *m*), dessen Ausläufer sich im Westen bis Leipzig verfolgen lassen.[1]) Die letztgenannten Höhen liegen vereinzelt in der Ebene und der Verband mit dem großen Bogen ist schwer zu ermitteln.

Das Granulitgebirge dagegen bildet ähnlich der Münchberger Gneismasse eine gegen Nordost gestreckte Ellipse von 50 *km* Länge und 18 *km* Breite zwischen den Städten Glauchau und Döbeln; überhaupt gleicht dieser Aufbruch sowohl der Lage vor dem Erzgebirge nach, als auch durch die Natur der Gesteine sehr dem Gneisaufbruche von Münchberg; dem Baue nach stellt er ziemlich regelmäßige Kuppel dar, und die Schieferungsflächen

[1]) H. Credner. Über das erzgebirgische Faltensystem. Vortrag, gehalten auf dem allgemeinen deutschen Bergmannstage zu Dresden am 8. September 1883. Dresden. — Derselbe. Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884.

neigen sich mit wenigen Ausnahmen ringsum gegen außen. Die Mitte wird vom Granulit eingenommen; in den höheren Horizonten erscheinen Augengranulite und Einlagerungen von Flasergabbro und Serpentin; dann folgt ringsum eine Zone von Glimmerschiefer und auf diese eine Zone von Phyllit, welche aber im Süden durch eine Verwerfung abgeschnitten und verdeckt ist. Der Granulit ist von Granitgängen durchsetzt, von denen aber der größte bei Mittweida mit einer Breite von $1^1/_2$ *km* bereits die Bezeichnung eines Granitstockes verdient.

Zugleich mit den bezeichnendsten Gesteinen des südlichen Urgebirges kehren hier auch in kleinerem Maßstabe dessen Oberflächenformen wieder. Credner schildert in anschaulicher Weise, wie sich die Schlösser an die felsigen Kanten der Täler gesetzt, wie der Ackerbau sich auf den flachen Höhen entwickelt und dann die Industrie die Wasserläufe und Talböden aufgesucht hat. Der Granulit hat der Abtragung weniger widerstanden als der umgebende Glimmerschiefer; dieser ragt als äußerer Kranz höher empor und ist von engeren Tälern durchschnitten als die Mitte. Die oben erwähnte Höhe von 485 *m* gehört diesem Kranze an. Man könnte somit fast ebensogut von einer Granulitmulde wie von einem Granulitgebirge sprechen und die Mitte liegt so tief, daß sogar die oligocäne Braunkohle des nördlichen Sachsen mit Flötzen von 3—6 *m* Mächtigkeit bis hieher vordringt.

Die beiden Ellipsen von Grundgebirgsgesteinen, das Granulitgebirge und die Münchberger Gneismasse, liegen in der gleichen Streichrichtung; die beiden genäherten Endpunkte sind etwa 80 *km* voneinander entfernt. Die Grenzlinie der postvariscischen Decke, welche, wie gesagt, vom Südwesten her bis Ronneburg bei Gera geradlinig verläuft, greift von da an tief ein gegen Süden, und schließt sich an den Westrand des Granulitgebirges; von Zwickau ostwärts legen sich diese transgredierenden Sedimente in die Furche zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge und erstrecken sich bis Chemnitz und Flöha. Die ältere gefaltete thüringische Serie erscheint gleichfalls in diesem gegen Nordost keilförmig sich verengenden Streifen und dringt bis Frankenberg und Hainichen nordwestlich von Freiberg vor. Kieselschiefer, öfters mit obersilurischen Graptolithen, liegen hier steil aufgerichtet an der Nordseite des Erzgebirges; in Spuren tauchen sie wieder auf an der Südseite des Granulitgebirges. Bedeutende Verwerfungen durchschneiden das Gebiet und lassen kleine Horste von Glimmerschiefer und Gneis mitten in diesem trennenden Streifen sichtbar werden; sie bilden das Hainichen-Frankenberger Zwischengebirge. Zugleich stellt sich längs der Südseite des Granulitgebirges ein etwa 30 *km* langer Zug von Culm ein, discordant bald auf Silur, bald auf archaischen Schiefern ruhend und dabei nachträglich vielfach gestört; er enthält bis zu 1 *m* mächtige untercarbonische Flötze.

So ist der Sachverhalt im nordöstlichen, verschmälerten Streifen; im Südwesten, wo der Raum zwischen dem Granulitgebirge und dem Erzgebirge viel breiter ist, dringt, wie erwähnt, in flacher Lagerung von Zwickau

her bis über Chemnitz die postvariscische Decke herein. Sie beginnt, wie an vielen anderen Orten, mit obercarbonischen Flötzen; ihnen ist das Rotliegende aufgelagert; der Bergbau von Flöha bei Chemnitz hat gezeigt, daß Obercarbon und Rotliegendes hier nicht weniger als 900 *m* mächtig sind. Die Flötzvorkommnisse von Lugau und von Zwickau verraten eine beträchtliche Abtragung des Obercarbon von Chemnitz im Südwesten zur Zeit des unteren Rotliegenden oder vor demselben.[1]) Man trifft demnach in dem Streifen zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge sowohl die aufgerichteten Flötze des Untercarbon als auch die flachgelagerten obercarbonischen Flötze an der Basis der postvariscischen Decke. Die letzteren sind den Flötzen von Stockheim am Fichtelgebirgsrandbruche und noch mehr jenen des bald zu besprechenden niederschlesischen Flötzrevieres zu vergleichen.

Die Neudecker Schiefermulde.

Nach Besprechung der umliegenden Strecken sei nun das eigentliche Erzgebirge ins Auge gefaßt, d. i. der breite Rücken, welcher sich vom Egerer Becken bis zur Elbe erstreckt. Die Mannigfaltigkeit der Struktur und der vorgeschrittene Zustand der Studien bieten aber eine solche Fülle von Erfahrungen, daß eine Beschränkung auf eine geringe Auswahl des Bekannten geboten ist. Für den ganzen Norden besitzen wir in den Erläuterungen zu der unter Credners Leitung von vielen trefflichen Beobachtern ausgeführten geologischen Spezialkarte von Sachsen einen Schatz von zuverlässigen Darstellungen. Für das österreichische Gebiet sind in erster Linie die Arbeiten von Jokély und Laube maßgebend.[2])

Der lange und gleichförmige Abbruch, welcher die Braunkohlenbecken überschaut, ist allerdings für die böhmische Masse eine orographische Erscheinung ersten Ranges; aber die Einheit, welche er dem Erzgebirge verleiht, ist nur eine ganz äußerliche, denn er durchschneidet zwei voneinander sehr verschiedene Gebirgsteile. Ihre Grenze verläuft von Joachimstal quer über das Erzgebirge nach Freiberg; sie wurde bereits von Laube richtig erkannt. Der östliche Teil des Gebirges soll hier als das Freiberger Gneisgebirge, der westliche als die Neudecker Mulde bezeichnet werden.

Die beschriebenen vier Gneisaufbrüche im Vereine mit dem Freiberger Gneisgebirge ordnen sich zu einem gegen Norden offenen Bogen. In der Mitte, im Südosten, liegen der Kaiserwald und die Hornblendegesteine des Tepler Hochlandes, gegen West das Fichtelgebirge und vor demselben die Münchberger Gneismasse, gegen Nordost das große Freiberger Gneisgebirge und vor diesem das sächsische Granulitgebirge. Ein Saum von Glimmerschiefer umgürtet den gegen Nordwest offenen Bogen, und ist, wie es scheint,

[1]) H. Mietsch. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Sektion Zwickau. Bl. 111, 1877; Th. Siegert. Sektion Stollberg-Lugau. Bl. 113 u. a.

[2]) Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1856—58. — G. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung Böhmens. Prag 1876 u. 1887.

allseitig der Unterlage normal aufgelagert. Er lehnt sich an den Nordostrand der Münchberger Gneismasse, tritt zwischen diese und das Fichtelgebirge ein, begleitet die Nordseite des letzteren über Selb und Asch und erreicht Gossengrün und Bleistadt nördlich von Falkenau, wo er von Granit abgeschnitten wird. Aber jenseits des Granites bei Abertham und Joachimsthal erscheint er wieder in voller Breite; er bildet den Fichtelberg (1204 *m*) und umgibt, gegen Westen ausweichend, eine breite Antiklinale, welche sich von Annaberg her aus dem Freiberger Gneisgebiete gegen Westen vorschiebt. Als breiter Zug über Zschoppau her streichend, erscheint er nach einer Unterbrechung durch den Tonschieferzug wieder im Frankenberg-Hainichen Zwischengebirge und tritt in ähnlicher Weise an das Granulitgebirge heran, wie weit im Südwesten an den Rand der Münchberger Gneismasse.

Dieser große, flache Bogen ist nicht von Brüchen begrenzt. Die Gneismassen scheinen auf allen Seiten allmählich unter denselben hinabzusinken. Im Innern fügt sich in den Bogen in regelmäßig konzentrischer Folge eine breite Zone von Phyllit, welche von Dalmer in eine untere, in ihren tiefsten Teilen durch Einschaltungen von Eklogit (z. B. Herrenmühle bei Joachimsthal) und von dioritischen Gesteinen ausgezeichnete und in eine obere Zone gegliedert wird.[1]) Im Norden reicht die Zone der oberen Phyllite bis an das Rotliegende von Zwickau; im Westen wird sie von einer breiten cambrischen Zone überlagert und über dieser folgen, vielfach von Verwerfungen durchschnitten, bei Hof, bei Ölsnitz und bei Reichenbach Silur, Devon und Untercarbon. Man kann diese gegen Nordwest abdachende Ausfüllung der Mulde als eine Fortsetzung der paläozoischen Schichtserie auffassen, welche am Fichtelgebirgsrandbruch als die thüringische Zone bezeichnet wurde, oder vielleicht als eine breite selbständige Zone, welche sich über die Linie Hof—Glauchau südwärts vorschiebt. Im ganzen bestätigt sich die von Laube festgestellte Tatsache, daß in diesem Teile des Erzgebirges, gegenüber vom Kaiserwalde, kein Gneis angetroffen wird.

Quer über die Mitte der langgestreckten Mulde legt sich der Granit von Neudeck-Eibenstock, welcher der Gegenstand vielfacher und eingehender Forschung gewesen ist. Der Hauptstock reicht aus der Gegend von Schneeberg in Sachsen quer über die östlichen Ausläufer des Falkenauer Beckens und über Karlsbad bis an den Rand des Tepler Hochlandes. Rings um den Hauptstock sind kleinere Stöcke in unregelmäßiger Weise gruppiert; der größte unter diesen, der Kirchberger Stock, ist im Norden vorgelagert; der Stock von Lauterbach liegt gegen Nordwest. Kleinere Kuppen liegen gegen Nordost bei Aue, Schneeberg und Schwarzenberg und dann in größerer Entfernung bei Geyer und Ehrenfriedersdorf (nordwestlich von Annaberg).

---

[1]) K. Dalmer, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1900, Oktoberheft, S. 296. Diesem Aufsatze ist hauptsächlich die folgende Darstellung entnommen. Bei Wildenfels, südöstlich von Zwickau, wird zwischen Verwerfungen Glimmerschiefer sichtbar; er dürfte als äußerster Ausläufer des Granulitgebirges anzusehen sein.

Ein weiterer etwas größerer Aufbruch befindet sich knapp am Ostrande bei Platten. Hier am Schiefergebiete läßt sich die Abgrenzung der Granite leichter durchführen als im Süden, wo die Ostseite des Karlsbader Granites von der Basaltmasse von Duppau überdeckt ist. Über Petschau reicht der Granit bis Königswart und er setzt sich in kleineren Vorkommnissen innerhalb des archaischen Gebietes noch so weit fort, daß Hochstetter sogar die Vermutung aussprach, derselbe Granit könne noch südlich von Marienbad mit dem langen Granitzuge in Verbindung stehen, der vom Altbache unweit Marienbad über Plan, Hayd und Neustadt weit gegen Süd den Böhmerwald durchzieht.[1])

Der Granit durchkreuzt völlig unabhängig von seiner Umgebung die verschiedenen Gesteinszüge. In seinem südlichen Teile liegt der Hauptstock in Gneis; dann durchdringt er den Glimmerschiefer und die beiden Phyllitzonen; die Stöcke von Kirchberg und Lauterbach liegen teils im oberen Phyllit teils in cambrischen Gesteinen, die östlichen Kuppen zwischen Platten und Aue im Gneis, Glimmerschiefer und untern Phyllit und die nordöstlichen von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Glimmerschiefer.

Die Versuche, die Granite des Erzgebirges zu unterscheiden und zu gruppieren, haben zu einem Ergebnisse geführt, das darum befriedigend sein dürfte, weil es eine gewisse Übereinstimmung zwischen der Beschaffenheit und der Art des Vorkommens erkennen läßt. In ihrem gesamten äußeren Habitus, in der Größe des Kornes, in dem Charakter der porphyrischen Feldspate, in den Verwitterungsformen sind die hier herrschenden Granite den im südlichen Urgebirge und namentlich im nahen Böhmerwalde verbreiteten Varietäten sehr ähnlich. Man unterscheidet nach Dalmer:

1. Biotitgranit (Gebirgsgranit), bestehend aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und schwach lithionhaltigem Biotit. Er bildet z. B. den durch seine großen Orthoklaszwillinge wohlbekannten grobkörnigen Granit des Hirschensprunges bei Karlsbad.

2. Zweiglimmerigen Granit, in welchem primärer Kaliglimmer und kalkärmerer Plagioklas hinzutreten.

3. Lithionit-Albit-Granit (Erzgebirgsgranit Laube's), bestehend aus Orthoklas, Albit, wenig Oligoklas, Quarz und dunklem, magnesiarmen Lithionglimmer. Das häufige Vorkommen von Topas und Turmalin, also von fluor- und borhältigen Mineralien, erinnert an die Begleitgesteine der Zinnerzlagerstätten, von denen später die Rede sein wird.

Innerhalb der hier betrachteten Granitstöcke nimmt der Lithionitgranit auffallenderweise die Mitte ein, während die beiden anderen Varietäten der Peripherie angehören. Er bildet den ganzen Norden des Neudecker Stockes samt dem Stocke von Platten, während alle umliegenden Stöcke entweder aus Biotitgranit oder aus Zweiglimmergranit bestehen. Weiter im Süden bei Neudeck besteht die Mitte des Hauptstockes auch aus Lithionitgranit, während gegen Westen und Osten, gegen Graslitz wie gegen Joachims-

[1]) Hochstetter. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. VI, 1855, S. 778—809.

thal, Biotitgranit den Außenrand bildet. Bei Karlsbad ist der Lithionitgranit durch den feinkörnigen Granit des Dreikreuzberges vertreten und ihm gehören innerhalb des Kaiserwaldes neben einigen kleineren Vorkommnissen ein größerer Stock westlich von Schlaggenwald und ein zweiter im Norden von Königswart an. Auch hier bildet der Biotitgranit alle peripherischen Teile, so bei Petschau, Marienbad, Sandau u. s. w.

Wo im Erzgebirge der Lithionitgranit auftritt, erweist er sich gegenüber den anderen Abarten stets als das jüngere Gestein, er trennt sich scharf von den anderen Graniten und entsendet Gänge in dieselben. Eine derartige Abänderung der Granite ist in den großen Stöcken des südlichen Urgebirges nicht bekannt und die verbreiteten gangförmigen Nachschübe mit Turmalin oder auch mit Lithionglimmer lassen sich nicht vergleichen mit den stockförmigen Vorkommnissen des Erzgebirges.

Kontakterscheinungen können am Phyllit rings um den Neudecker Stock sowie auch an den kleineren Stöcken in ausgezeichneter Weise beobachtet werden, und es kann die veränderte Zone 2—3 *km* Breite erreichen. Auf eine äußere Zone von Fruchtschiefer mit Körnern von Cordierit, Andalusit und Rutil folgt eine innere Zone von Andalusithornfels, welche den höchsten Grad der Veränderung anzeigt. In den Erzgruben von Schneeberg wurde nach Dalmer eine Breite von 200—250 *m* für die innere und eine Breite von 550—600 *m* für die äußere Zone nachgewiesen. Turmalinisierung und die weit seltenere Topasierung in der Kontaktzone wurden durch Bor- und Fluoremanationen herbeigeführt.

Die Phyllite der großen Mulde sind anscheinend nur wenig gefaltet und neigen sich flach gegen die Muldenmitte; in der unmittelbaren Nähe des Granites sind sie aber öfters steil aufgerichtet und folgen dann mit abgelenktem Streichen dem Granitrande.[1]) Die Störung der Phyllite ist jedoch nicht bedeutend und die Anzeichen einer Verdrängung der Schiefermasse so gering, daß auch hier, wie an manchen anderen Orten, der Gedanke nahegerückt wird an ein Einschmelzen des Schiefers in den Granit oder, wie Dalmer sagt, an das „Hineinfressen des Granites“, trotzdem die chemische Zusammensetzung des Granites hiefür keine Anhaltspunkte darbietet.

An vielen Stellen sind die Spuren einer Überdachung durch den Phyllit sichtbar. Östlich von Graslitz steigt aus der Kontaktzone eine $6\frac{1}{2}$ *km* lange Zunge von Andalusitglimmerschiefer in einer Mulde des Granites auf seinem Rücken bis zu beträchtlicher Höhe hinauf. Man hielt sie für einen eingezwängten Keil, während sie nur ein Stück der Decke darstellt und ihre Fortsetzung sich in vereinzelten ähnlichen Lappen auf der Oberfläche des Granitstockes findet.[2]) Größere Schieferschollen liegen mitten auf dem Lithionitgranit bei Eibenstock.

Löwl war der Meinung, daß die einzelnen Granitkuppen Laccolithen,

[1]) Laube. Erzgebirge. S. 147 u. 171.

[2]) C. Gäbert. Die geologische Umgebung von Graslitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLIX., 1899, S. 581—640.

d. i. kuchenförmige selbständige Intrusivkörper seien,[1]) DALMER dagegen vertritt die Ansicht, daß sie kuppenförmige Erhebungen einer in der Tiefe zusammenhängenden Masse seien. Für die letztere Ansicht sprechen verschiedene Umstände, zunächst daß die kleinen Kuppen ebenso breite Kontaktgürtel besitzen wie die großen, daß das Einfallen des Granites unter den Schiefer, wie der Bergbau zeigt, in der Regel sehr flach ist und daß direkte Verbindungen kleinerer Stöcke mit dem Neudecker Hauptstocke durch den Bergbau ermittelt wurden; ferner daß Kontaktspuren, wie Fruchtschiefer und auch turmalinisierte Schiefer auch fern von Granitstöcken angetroffen werden. Hieraus wäre zu schließen, daß sich der Granit unterirdisch weit über die sichtbaren Stöcke ausdehnt und sich namentlich ostwärts bis Annaberg oder Marienberg erstreckt.

Die Granite sind, nach ihrer ganzen Lagerung zu schließen, gewiß nicht älter als die variscische Faltung und da die Trümmer der Kontaktgesteine sich bereits in den Conglomeraten des Rotliegenden vorfinden, ist es das Wahrscheinlichste, das ihr Eindringen in den Phyllit der Zeit nach nahe zusammenfällt mit der großen Faltung.

Sehr viele Fragen harren noch der Lösung. Das Eindringen des Lithionitgranites in den Biotitgranit deutet auf eine Aufeinanderfolge von Nachschüben, wie sie REYER beschreibt;[2]) doch ist es schwierig, die übrig gebliebenen Schollen des einstigen Daches von Phyllit mit dieser Vorstellung zu vereinigen.

So tritt zwischen Eger und Joachimsthal eine breite Phyllitmulde an den Gebirgsrand, quer durchbrochen von einem jüngeren Granitstocke. So wie die umliegenden Teile des Erzgebirges, wird auch dieses Gebiet von Nordnordwest und Nordwest streichenden Quarzgängen durchzogen. Porphyrgänge treten stellenweise auf, insbesondere bei Joachimsthal; die Basalte daselbst wurden bereits oben (S. 183) erwähnt.

Das Freiberger Gneisgebirge.

Am gangen Westrande der Neudecker Mulde, aus der Gegend von Freiberg bis zum Keilberge (1244 *m*) bei Joachimsthal hebt sich Gneis als Unterlage unter dem Glimmerschiefer hervor; gegen Nordost bis Oberleutensdorf begrenzt ihn der Bruchrand; von hier an begrenzt ihn ein gewaltiger Verwurf, welcher, von einem Gange von Granitporphyr begleitet, aus der Gegend von Dippoldiswalde (südlich von Dresden) mehr als 30 *km* weit gegen Süden läuft, bis er am Abbruche verschwindet. Im Norden verläuft die Gneisgrenze sehr unregelmäßig infolge des Hereingreifens der Ebene und der Schollen von Rotliegendem, seine Ausläufer erstrecken sich aber bis Siebenlehn nördlich von Freiberg und bis Tharandt, nicht mehr weit von Dresden.

[1]) LÖWL. Granitkerne etc. S. 28 ff.

[2]) E. REYER. Tektonik der Granitergüsse von Neudeck und Karlsbad und Geschichte des Zinnbergbaues im Erzgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, XXIX, S. 405.

Die älteren Beobachter haben in diesem großen Gneisgebiete einen roten und einen grauen Gneis zu unterscheiden gesucht; diese Trennung läßt sich in dem alten Sinne nicht mehr aufrecht halten. Auch in Bezug auf die Trennung des Gneises vom Glimmerschiefer und des letzteren vom Phyllit hat wenigstens in früheren Jahren nicht volle Übereinstimmung bei allen Forschern bestanden. Ich folge hier, ohne auf Einzelheiten einzugehen, der Einteilung, welche Herm. MÜLLER[1]) seinen letzten Darstellungen des Freiberger Erzrevieres zu Grunde gelegt hat. Es werden zwei Stufen unterschieden: Die untere Stufe der Gneisformation, bestehend vorwiegend aus sogenannten grauen Gneisen (Biotitgneis), und die obere Stufe der Gneisformation von mannigfaltigerer Zusammensetzung, in welcher zweiglimmerige, plagioklasreiche (graue) Gneise und reine Muskowitgneise (rote Gneise) mit Orthoklas und Albit vorherrschen; sie enthält als bezeichnende Einlagerungen Eklogit, Amphibolit, Serpentin, Gabbro, körnigen Kalkstein und Dolomit. In ihnen dürfte man ein Analogon der „Schiefergneise“ des Waldviertels und des Bandes von gröberschuppigen Gneisen wiedererkennen, welche den Ostrand des Donau-Moldau-Gebietes bis zum Eisengebirge begleiten (II. Abschnitt S. 33). Die grauen Gneise dagegen sind in ihrem äußern Habitus den Biotitgneisen vom Gföhler Typus verwandt; freilich ist dort wie an der ganzen moravischen Grenze die Lagerung eine verkehrte. Gesteine vom moravischen Typus, dem Bittescher Gneise vergleichbar, fehlen im ganzen Erzgebirge. Durch die ganze mächtige Serie vom Gneis zum Glimmerschiefer, zum Phyllit und in die ältesten paläozoischen Schiefer herrscht, wie am Südrande des Tepler Hochlandes und in anderen Gegenden scheinbare Konkordanz.

Im Norden des Freiberger Gneisgebietes hebt sich der untere graue Gneis aus den überlagernden Gneisen; er bildet eine domförmige Aufwölbung von elliptischem Umriß, deren Hauptachse von etwa 17 *km* Länge sich vom Weiseritztale westwärts über Freiberg hinaus erstreckt. Die höheren Gneiskuppen umgeben den Dom mit großer Regelmäßigkeit, in der Mitte flach gelagert, nehmen sie gegen außen immer steilere Neigungswinkel an. Die obere Gneisstufe ist südwestlich von Freiberg, gegen Schellenberg hin, gut entwickelt, nimmt von hier gegen Südost noch mehr an Breite zu und erreicht im Tale der Flöhe die böhmische Grenze. Auch nördlich von Freiberg ist der Gürtel der oberen Gneisstufe gut sichtbar, er versinkt hier bald unter der Decke von jüngeren Bildungen, die mutmaßliche Fortsetzung erscheint aber wieder südlich von Tharant. Aus dem südlichen Teile dieser breiten Umgürtung tauchen auch vereinzelte kleinere Inseln des alten Gneises hervor.[2])

Diese breite, ziemlich flache und regelmäßige Wölbung, welche den ganzen Nordwesten des östlichen Erzgebirges einnimmt, soll hier als die Freiberger Kuppel bezeichnet werden. Im Osten wird sie von der Ver-

---

[1]) H. MÜLLER. Die Erzgänge des Freiberger Bergreviers. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Leipzig 1901.

[2]) H. MÜLLER. l. c. S. 38 u. 43.

werfung von Dippoldiswalde abgeschnitten, während sie im Westen normal unter die Glimmerschiefer der Neudecker Mulde hinabsinkt und im Norden mit unregelmäßigem Umriß unter der jüngeren Bedeckung verschwindet. Ihr gehört das berühmte Freiberger Erzrevier an und ein großer Teil der Erzgänge durchschneidet den grauen Gneis gerade in der Mitte der Kuppel.

Die Zone von Glimmerschiefer, welche das Gneisgebirge im Süden der Freiberger Kuppel gegen die Neudecker Mulde begrenzt, bildet im Weststüdwesten von Annaberg einen auffallenden Vorsprung gegen West und wo sie wieder zurückweicht, erhebt sich auf ihr der Eisensteinberg (1028 *m*) und in der Mitte der konkaven Stelle der Fichtelberg (1204 *m*) an der böhmischen Grenze. Der vorspringende Teil entspricht, wie erwähnt, dem Hervortreten eines Sattels von Gneis. Der vereinzelte Gneisaufbruch von Schwarzenberg (Ostnordost von Eibenstock), innerhalb des Glimmerschiefers, dürfte ein Vorläufer dieses Sattels sein, der sich dann in ganzer Breite aus dem rings abfallenden Glimmerschiefer erhebt, über Annaberg und Marienberg gegen Ostnordost streicht und sich an die südlichen Zonen der Freiberger Kuppel anschmiegt.[1])

Südöstlich von Annaberg schließt sich an diesen Sattel wieder eine Mulde mit Gesteinen der oberen Gneisstufe, aber bald, unweit östlich, etwa vom Preßnitztale an, taucht unterhalb der Mulde abermals eine Zone von grauem Gneis hervor; sie streicht mit rein östlicher Richtung über die böhmische Grenze an den Quellen der Assig nordwestlich vom Sebastiansberg und verbreitert sich bedeutend gegen Norden. Ihr gehört das ganze Gebirge zwischen Katharinaberg und Platten samt dem Bernsteingebirge an und sie wird südlich von Oberleutensdorf in ihrer ganzen Breite vom Abbruche schräge durchschnitten. Eine besonders deutliche und große ostweststreichende Antiklinale von grauem Gneis gelangt am Tannichberge und Seeberge bei Eisenberg zwischen Oberleutensdorf und Görkau zum Abbruche. Dieselbe scheint den Bau des größten Teiles dieses Gebietes zu beherrschen; örtlich tritt Fächerstellung ein und es dürfte auch eine Anzahl von mehr oder minder parallelen Nebenfalten vorhanden sein.

Südlich von Platten ziehen mit derselben ostwestlichen Richtung jüngere Gneise hindurch; in wiederholte Falten gelegt und in Verbindung mit Glimmerschiefern bilden sie den größten Teil der südlichen Berge. Ein besonders deutlicher Faltenzug, läßt sich vom Keilberge unweit Joachimsthal bis an den Abbruch westlich von Komotau verfolgen. Unter dem Keilberge und unterhalb Kupferberg streichen Längsbrüche hindurch.[2])

So haben Laubes Arbeiten gezeigt, wie die ostwestlichen Falten von Gneis, im Süden auch von Glimmerschiefer, vom Erzgebirgsbruche der Reihe nach schräge abgeschnitten werden.

Südlich vom Abbruch auf einer langen Strecke im Egertale, zuerst bei Egermühle östlich von Schlackenwerth bis unterhalb Kaaden sind neuerdings

[1]) H. Müller l. c. S. 56.

[2]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 90, 143, 172, 253 u. a. a. O.

Fig. 47. Egertal unterhalb Wotsch. Granulitfelsen (links) am Flusse, überlagert von Basaltkuppen der Duppauer Masse (rechts).

alte Felsarten entblößt. Merkwürdigerweise treten hier Granulite auf, in der gleichen Ausbildung wie man sie nördlich vom Erzgebirge im sächsischen Granulitgebiete und weit im Süden im Donau-Moldaugebiete, aber nicht im großen Freiberger Gneisgebiete antrifft. Die hellfarbigen Gesteine mit ihrer scharfkantigen Klüftung stechen lebhaft ab von den basaltischen Ergüssen und Durchbrüchen, welche in ihrem oberen Teile die lange Reihe von Aufschlüssen begleiten. Stromabwärts gegen Klösterle und Kaaden nimmt der Granulit Glimmer auf und geht allmählich über in Biotitgneis.

Es ist bisher nicht gelungen, einen tektonischen Verband zwischen diesen Gesteinen des Egertales und dem benachbarten Gneis des Erzgebirges festzustellen. Laube hielt dieses Granulitgebiet für eine gestörte, aus dem Zusammenhang gerissene Scholle.[1])

Der Übergang des ostnordoststreichenden Annaberger Gneissattels in die ausgesprochene Ostwestrichtung, welche den ganzen böhmischen Anteil dieses Gneisgebirges beherrscht, weist darauf hin, daß man sich hier in der Nähe des nördlichen Scheitels einer variscischen Hauptzone befindet. In der Ostwestrichtung der Faltung und der Nordostrichtung des fast geradlinigen Abbruches zeigt sich von neuem die Unabhängigkeit dieses Abbruches und der Gestalt des Erzgebirges von seinem inneren Baue. Auch erkennt man leicht, daß diese ostwestlichen Falten in die Richtung südlich von Leitmeritz hinausstreben und daß sie, bogenförmig verlängert, niemals die Sudeten erreichen, sondern im oberen Elbtale, südlich von den Sudeten, etwa zwischen diesen und dem Eisengebirge, anlangen würden.

Oben wurde der Steinkohlenflötze von Flöha bei Chemnitz gedacht. Geht man den Flöhebach aufwärts, so trifft man noch vereinzelte Spuren des Rotliegenden bis Olbernhau, nahe der österreichischen Grenze. An der Grenze selbst, in dem Dreiecke zwischen zwei Bächen, welche von Süden der Flöhe zufließen, hat sich bei Brandau, nördlich von Katharinenberg, auch ein Stück des Carbon erhalten und es steht daselbst ein treffliches, 1·75 *m* mächtiges Anthrazitflötz in Abbau; dieses entspricht stratigraphisch dem Liegendflötze von Flöha und Zwickau. Über demselben liegen noch 60 *m* von Conglomerat, wechselnd mit Porphyrtuff, welche dem Rotliegenden zugezählt werden. Basaltgänge durchsetzen die ganze Scholle und die Reste eines basaltischen Ergusses lassen die Ursache erkennen, welcher nach Jokély und Laube die Bewahrung der nur $2^1/_2$ km^2 großen Scholle zuzuschreiben ist.[2])

---

[1]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 38, 92. 102, 254 für die petrographische Beschaffenheit. Dathe. Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft 1882, XXXIV, S. 25.

F. Löwl. Der Gebirgsbau des mittleren Egertales. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXII, 1882, S. 537.

[2]) O. Feistmantel. Die Steinkohlenablagerung von Brandau. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. 1873, S. 49—54. Laube. Erzgebirge, II. Teil, S. 177.

Die Altenberger Gneisscholle (s. Kärtchen Fig. 48).

Östlich vom Freiberger Gneisgebirge, jenseits des langen Porphyrganges von Dippoldiswalde und Oberleutensdorf, ist eine dreieckige Gneisscholle, offenbar ein Stück der Freiberger Gneisscholle selbst, an gewaltigen Dislokationen verschoben, und, wie es scheint, wie in einen Graben abgesunken. Die Wesseite des Dreieckes bildet der erwähnte Porphyrgang; der Scheitel liegt bei Dippoldiswalde, die zweite Langseite zieht von hier nach Graupen, und die Basis im Süden fällt mit dem Erzgebirgsbruch zusammen. Dieser ist ohne Zweifel weit jünger als die Abtrennung der Scholle; sie hat aller Wahrscheinlichkeit nach über die Linie Oberleutensdorf—Graupen noch weit nach Süden gereicht. Abermals kann man erkennen, daß der für das landschaftliche Bild so maßgebende Abbruch in keiner Beziehung steht zum inneren Baue, denn in der Tat tritt die große Gneisversenkung mit dem ganzen Gefolge der sie begleitenden Eruptivgesteine in der Landschaft kaum hervor. Ein vereinzelter basaltischer Kegel, der viel später der abgetragenen Oberfläche aufgesetzt wurde, der Geisingberg östlich von Altenberg, fesselt das Auge in weit höherem Grade als die langen und mehrere Kilometer breiten Eruptivgänge, welche hier den Erdkörper durchsetzen. Zwar ragen auch sie infolge der größeren Widerstandsfähigkeit ihrer Felsart etwas empor über das umgebende Land; doch wird anstehender Fels nur ausnahmsweise angetroffen. Blockhalden am steileren Südabhange, oder auf der Plateauhöhe im Walde verstreute Blöcke, oder auch lange Reihen von kantigen Blöcken bezeichnen das Vorkommen der Porphyrgesteine.

Das Land steigt vom Scheitel des Dreieckes bei Dippoldiswalde südwärts in einer ruhigen Fläche allmählich an und erreicht bei Zinnwald den Kamm und die Reichsgrenze; seine Kuppen liegen zwischen 800 und 900 *m*, selten noch höher (Wieselstein 956 *m*); südwärts erfolgt rascher Abfall durch ein enges und wundervoll bewaldetes Tal zum schönen Villenorte Eichwald am Rande der Ebene. Am schnellsten wird von Böhmen her der Kamm dort erreicht, wo die alte Bergstadt Graupen als eine sehr lange Gasse steil ansteigt und in ihrer Fortsetzung die Landstraße in vielen Windungen zwischen den ausgedehnten alten Halden, welche eine über die andere gesetzt den Gebirgsabhang weithin bedecken, hinaufführt zum aussichtsreichen Mückenturm (806 *m*).

Die Umgrenzung der Altenberger Gneisscholle ist durch breite Eruptivgänge gekennzeichnet. Östlich von Freiberg bei Bobritsch durchbricht eine Granitmasse den alten Gneis. Weiter gegen Südsüdost liegt eine zweite, ähnliche, größere Masse von Biotitgranit quer über der Reichsgrenze; es ist die Granitmasse von Fleyh. Vereinzelte Fortsetzungen erreichen westlich von Oberleutensdorf den Abbruch des Gebirges. Diese Granite sind älter als die Abtrennung der Scholle vom Nachbargebirge.

Außerdem ist schon von Freiberg her das ganze Gebiet durchzogen von einem wahren Netz sehr langer, aber in der Regel wenig mächtiger

Porphyrgänge, welche bald annähernd dem Streichen folgen, bald es überqueren und auch den Granit von Fleyh durchziehen.

Von Dippoldiswalde her zieht ein langer Gang von Granitporphyr in flachem Bogen gegen Südwest, erreicht vor Hartmannsdorf die Breite von 600 *m*, setzt von hier an nur mehr 200 *m* breit seinen Lauf fort und keilt unweit von Nassau aus. Von seiner breitesten Stelle zweigt ein ähnlicher Arm ab, erst gegen Südost gerichtet, dann gegen Süd, wird stellenweise 1300 *m* breit, tritt in die Granitmasse von Fleyh und zersplittert sich in derselben. Von der westlichen Seite dieser Zersplitterung geht ein neuer Gang gegen Süd, überschreitet 300 *m* breit mitten im Granitit bei Grünwald die Landesgrenze, schwillt neuerdings auf 600 *m* an, bildet den höchsten Punkt dieses Teiles des Erzgebirges, die blockreiche Kuppe des Wieselsteines und zieht direkt auf Ladung am Gebirgsrande. Kleinere Apophysen begleiten ihn. Diese drei Granitporphyrgänge, der Hartmannsdorfer, der Gang von Holzhau und der vom Wieselstein, gehören derselben Bruchzone an; sie entsprechen mächtigen Spalten, die mit gleichartiger Gesteinsmasse erfüllt sind.

Die Begrenzung der Ostseite der Altenberger Gneisscholle ist noch einheitlicher. Ein geschlossener Gang von demselben Granitporphyr beginnt nahe dem nördlichen Scheitel des Dreieckes mit einem eigentümlichen, von Ost nach West gerichteten Sporn. Bald erreicht er die Breite von nicht weniger als 2 *km*, sendet ostwärts in den Gneis einen kleineren Ast, umschließt, bevor er Altenberg erreicht, eine kleinere Gneisscholle, wird dann fast 3 *km* mächtig und erreicht endlich, in zwei Äste gespalten, bei Graupen den Abbruch, aber noch nicht sein Ende. Im Süden am Sandberge bei Teplitz wird er noch einmal sichtbar. — Nördlich von Graupen über dem Mückenberg gibt dieser Hauptgang noch einen außerordentlich langen Gang gegen Nordost in das benachbarte Gneisgebirge ab, von dem noch später gesprochen werden soll.[1])

Bei Dippoldiswalde befindet man sich noch innerhalb der Freiberger Gneiskuppel im tieferen grauen Gneis; auch das Gebirge zunächst der Ostseite der Altenberger Scholle gehört zum unteren Gneis, ebenso wie das nordwestlich angrenzende Gebirge bis Hartmannsdorf und Frauenstein, aber hier greift schon der obere Gneis in den Winkel zwischen den Gang von Hartmannsdorf und jenen von Holzhau ein. Südlich von Nassau ist der obere Gneis allgemein verbreitet und nördlich vom Granitit von Fleyh grenzt an die Westseite des Ganges von Holzhau sogar eine Scholle von Phyllit.

Innerhalb der gesenkten Altenberger Scholle kommt der

---

[1]) Jokély und Laube l. c. — Ferner: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Schalch. Dippoldiswalde—Frauenstein. Bl. 100. Glashütte Dippoldiswalde. Bl. 101. Beck. Nassau. Bl. 118. Dalmer. Altenberg—Zinnwald. Bl. 119 und Dalmer. Der Altenberg-Graupener Zinnerzlagerstättendistrikt. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1894, S. 313—322.

Cr – Kreide
B – Basalt
U.Gn Unterer Gneiss
O.Gn- Oberer Gneiss
ph - Phyllit
Cb - Carbon
Gp – Granitporphyr
Gr – Granit v. Schellerhan
tp – Teplitzer Porphyr
tp' – bunter Randporphyr
Fl.G- Granit von Fleyh
pgG- permische Granitgänge

Fig. 48. Die Altenberger Gneisscholle.

untere Gneis nirgends zum Vorschein. Sieht man vorläufig ab von der Granitmasse von Schellerhau in der Mitte des gesenkten Stückes und von den anderen kleineren Granitstöcken, so erkennt man, daß innerhalb der Scholle gegen Osten im allgemeinen immer jüngere Bildungen folgen. Im Westen herrscht noch der obere Gneis in verschiedenen Abarten, begleitet von größeren Phyllitschollen; gegen Ost folgt Ober-Carbon, bereits ein Teil der postvariscischen Decke, stellenweise dem Gneis unmittelbar aufgelagert. Auf dem Carbon liegen Deckentrümmer von Quarzporphyr, desselben Gesteines, welches entlang des Ganges von Granitporphyr im Osten eine Zone bildet, die am Abbruch zwischen Klostergrab und Graupen die Breite von 8 *km* erreicht und sich im Süden in den Porphyrhügeln von Teplitz fortsetzt.

Die größte Scholle von Carbon, heute durch Erosion in zwei Hälften geteilt, liegt teils auf Gneis, teils auf Phyllit westlich von Altenberg und vom Granit von Schellerhau. Der reichlichste Abbau wird im nördlichen Teile bei Schönfeld betrieben. Diese Ablagerung beginnt mit einem Gneisconglomerat, welches nach oben in Sandstein übergeht und überlagert wird von Schieferton mit obercarbonischen Pflanzenresten; dann folgt eine Decke von Quarzporphyr mit plattiger Absonderung. In einer Mulde in der Oberfläche dieses Ergusses sind wieder Gneisconglomerate und Schieferton mit Flötzen aufgelagert, begleitet von Porphyrtuffen und Breccien; der Tuff greift sogar stellenweise zwischen die Flötze ein. Ein neuer großer Erguß von Quarzporphyr, heute in zwei großen Schollen im Norden auf Fig. 48 sichtbar, schließt die Ablagerungsreihe gegen oben. Diese von Schalch geschilderten Einzelheiten geben ein Bild des Zustandes nach Abschluß der variscischen Falten. Die Oberfläche war uneben und in die von kleineren Seen erfüllten Vertiefungen trug strömendes Wasser die Gneisgerölle hinab, welche heute die Conglomerate zusammensetzen. Sigillarien und Calamiten umstanden den Rand der Wasserfläche und aus ihren Resten sammelte sich in der Tiefe das Flötz. Die Asche sammelte sich als Tuff und wurde als solcher in Strömen herbeigeschleppt; dann kam ein Haupterguß von Porphyr, welcher dem Gefälle folgend auch die vertiefte Mulde suchte, bis sie endlich ganz erfüllt war.

Neben dem Revier von Schönfeld sind auf der Altenberger Gneisscholle noch mehrere kleinere Vorkommnisse von Carbon erhalten. Sie liegen als recht spärliche Reste knapp am Rande des Quarzporphyrs von Niklasberg nördlich über Zaunhaus und Altenberg. Sie konnten ihrer geringen Ausdehnung halber auf Fig. 48 nur teilweise verzeichnet werden. Sogar auf der Westseite der isolierten Gneispartie bei Altenberg hat der Erzbergbau das Carbon an der Grenze von Gneis und Quarzporphyr angetroffen.[1])

Der Quarzporphyr der östlichen, breiten Zone wird als „Teplitzer Porphyr“ bezeichnet. Von manchen Beobachtern wurde sie als Decke, von anderen als ein breiter Gang aufgefaßt. Es ist schwer möglich, die decken-

[1]) Beck. Sektion Nassau, S. 20.

förmigen Schollen im Norden des Schönfelder Carbon von dieser Zone zu trennen. Auch das Verhalten des Porphyrs zum Carbon an seinem Westrande ließe sich im Sinne einer Decke auslegen. Beim Baue des Hirschbergtunnels bei Niklasberg wurde ein anthrazitisches Steinkohlenflötz mit flachem Einfallen unter die bunten Randbildungen des Porphyrs beobachtet. Im Südwesten, am Bahnhofe von Klostergrab, hat Laube die Überlagerung von Porphyr auf Gneis beschrieben. Auf der andern Seite ist die außerordentliche Länge und Mächtigkeit des Zuges zu berücksichtigen. Im Süden des Abbruches taucht er zuerst in dem vereinzelten Luisenfels bei Weißkirchlitz aus dem Tertiär, dann aber fast in seiner vollen Breite bei Teplitz hervor, wo an seinem östlichen Rande der Granitporphyr des Sandberges bei Schönau bereits erwähnt worden ist. Er umfaßt das Gebiet der warmen Quellen von Teplitz und noch weiter im Südosten, im Wopparner Tale an der Elbe, unweit Tschernosek, kommt er, wie bereits Reuss bekannt war, noch einmal zum Vorschein. Hieraus ergibt sich eine Länge des Teplitzer Porphyrzuges von mindestens 45 *km* und der Nachweis, daß die Senkung von Altenberg noch weit über den Erzgebirgsbruch nach Süden gereicht hat.

Diese außerordentliche Länge, ferner eigentümliche bunte und schiefrige Randbildungen am Westrande des Teplitzer Porphyrs, welche vom Süden her bis über Zaunhaus verfolgt werden können (Fig. 48), haben endlich zu der Ansicht geführt, daß der Teplitzer Porphyr ein sehr mächtiger Gang sei, welcher an mehreren Stellen gegen West deckenförmig ausgeflossen ist. Er ist in jedem Falle älter als der Granitporphyr, der ihn im Osten begleitet und jünger als die Flötze des Obercarbon. Vielleicht hat man sich vorzustellen, daß zuerst ein Bruch auf der Linie des Teplitzer Porphyrs eintrat und daß später durch eine Erneuerung des Bruches oder durch einen benachbarten Parallelbruch die Ostseite des Grabens entstand.

Mit diesen Vorgängen ist aber die wechselvolle Geschichte dieses Stückes des Erzgebirges noch nicht erschöpft. Mehrere junge Granitstöcke tauchen aus seiner Mitte hervor. Der größte unter ihnen bildet die Masse von Schellerhau; seine südöstlichsten Ausläufer erscheinen in der großen Pinge östlich von Altenberg, dann in einem sehr kleinen vereinzelten Ausbisse gegen Zinnwald hin und ferner in Zinnwald selbst als eine quer über die Reichsgrenze gestreckte Ellipse. Diese Granite sind als die Emanationsherde der Zinnerzlagerstätten erkannt worden und die Zinnerzvorkommnisse im Gneis von Sadisdorf im Nordnordwesten und von Graupen im Südsüdosten, welche durch Imprägnierung von Gneis oder Porphyr entstanden sind, lassen erkennen, daß ein langer Zug von Zinnerzvorkommnissen in der Richtung der beiden genannten Orte schräge über die gesenkte Scholle von Altenberg hinstreicht.[1])

Wie man in der Altenberger Pinge erkennen kann, sind diese Zinngranite jünger als der Granitporphyr am Rande des Grabens und daher wahr-

[1]) Dalmer. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1894, S. 321. Note. Auch in Graupen soll noch ein kleiner Granitstock sichtbar sein.

scheinlich auch jünger als die Bildung des Grabens; dafür spricht auch die ganz selbständige Richtung des Zuges von Zinnerzvorkommnissen. Sie gleichen völlig dem Lithionitgranit von Neudeck, welcher auch von Zinn begleitet ist, und wenn petrographische Übereinstimmung beweiskräftig wäre für Gleichzeitigkeit, müßte auch den großen Stöcken von Lithionitgranit im westlichen Erzgebirge etwa permisches Alter zugeschrieben werden. Schon zur Zeit des Cenoman war die Oberfläche des Grabens und der Nachbargebiete bis zu den Tiefengesteinen abgetragen und ausgeglichen. Kaum 3 *km* nordwestlich vom Scheitel bei Dippoldiswalde hat Schalch Kreidesedimente nachgewiesen; sie waren zur Tertiärzeit bis auf wenige Reste wieder vom Urgebirgsrücken entfernt. Es traten Zustände ein, welche mit jenen des Obercarbon eine gewisse Ähnlichkeit haben mochten. Wieder waren Süßwasserbecken vorhanden, wieder trugen Ströme und Bäche Kiesel und Sande in die Vertiefungen, welche an den Rändern nicht mehr von Sigillarien, sondern von Laubwäldern, nicht unähnlich den heutigen, umstanden waren. An die Stelle der Steinkohlenflötze treten nun Braunkohlen und an die Stelle der Porphyre und Porphyrtuffe die basaltischen Aschen und Laven. So befinden sich z. B. basaltische Decken über dem Sandstein und dem Braunkohlenflötz bei dem Jagdschlosse Lichtenwald, knapp an der westlichen Grenze des Granites von Fleyh.[1]) Erst zuletzt ist der große Abbruch am Südrande des Erzgebirges vor sich gegangen.

Die Altenberger Gneisscholle stellt also einen von Gängen von Granitporphyr umgrenzten Graben dar. Eine staunenswerte Mannigfaltigkeit von Eruptivgesteinen ist auf diesem engen Raume der Reihe nach hervorgetreten: der Granit von Fleyh, die älteren langen Gänge von Porphyr im Gneis, der plattige Quarzporphyr des Obercarbon und der breite Hauptzug des Teplitzer Quarzporphyrs, der Granitporphyr am Rande des Grabens, dann die zinnführenden Lithionitgranite und endlich viel später die Basalte und Phonolithe.

Das östliche Ende des Erzgebirges und das Elbtalgebirge.

Vom Mückenturme bei Graupen ostwärts nimmt das Gebirge allmählich an Höhe ab, bis es beim Dorfe Tyssa mit der Seehöhe von etwa 400 *m* unter die Kreide hinabtaucht (S. 172.). Im Norden des Altenberger Grabens ändert sich die Landschaft. Über Dippoldiswalde und Tharandt hinaus hat sich auf der linken Seite der Elbe das Gebirge in unzählige Rücken und Hügel aufgelöst und von ihren Höhen aus sieht man jenseits des grünen und mit Ortschaften besäten Elbtales einen langen geschlossenen Bergrücken: es ist der Granit des Lausitzer Stockes. Er entfernt sich im Nebel gegen Westnordwest und vor ihm tauchen die Türme von Dresden auf.

Hier, zwischen Dippoldiswalde und Tharandt, befindet man sich in der von der Altenberger Senkung nicht ergriffenen Fortsetzung der Frei-

[1]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 197, 200. Der Braunkohlensandstein liegt hier 400 *m* über dem ähnlichen Sandstein bei Oberleutensdorf.

berger Gneiskuppel. Wie es innerhalb der Kuppel die Regel ist, wird der Neigungswinkel des Gneises gegen außen, hier gegen Nordwest, immer steiler und bei Rabenau (südöstlich von Tharandt), wo der Gneis vom Rotliegenden erreicht wird, fällt seine Schieferung senkrecht ein. Im Tharandter Walde liegt eine Porphyrdecke tafelförmig mit steilen Rändern auf dem Gneis.[1])

Im Süden greifen einzelne Ausläufer der großen Intrusionen des Altenberger Grabens über dessen östliche Grenze hinaus. Zuerst erscheint nahe östlich vom Granitporphyrgange, am Bärenstein bei Lauenstein, eine Kuppe von Lithionitgranit, von der gegen Nordwest und insbesondere gegen Südost eine lange Zone von Imprägnationen mit alten Bergbauspuren ausgeht: die Richtung stimmt überein mit jener der Zone Sadisdorf—Graupen innerhalb des Altenberger Grabens. Ferner geht von dem begrenzenden Gange von Granitporphyr ein 8—9 *km* langer Gang von ähnlichem Gestein unter fast rechtem Winkel ab; er reicht vom Mückenberge bei Graupen über das obere Tellnitztal und die Nordseite des Keilberges den Gneis durchschneidend bis Jungferndorf. Bořicky, der ihn Radiolithporphyr nennt, hat die Übereinstimmung der Gesteine, und Laube den Zusammenhang der Gangvorkommnisse dargelegt.[2]) Es scheint, als ob bei der Abtrennung der Scholle von Altenberg das östlich angrenzende Gebirgsstück senkrecht auf den Trennungsbruch zersprengt worden wäre.

Hiemit wäre die Kreidedecke und mit ihr das Ende der älteren Felsarten des Erzgebirges erreicht, wenn sich nicht weiter im Norden ein eigentümlicher Randstreifen einstellen würde, welcher von den sächsischen Geologen als das Elbtalgebirge bezeichnet wird.[3]) Hier vollzieht sich der Anschluß des Gefüges der Sudeten an jenes des Erzgebirges und es ist nötig einige vorgreifende Bemerkungen an dieser Stelle einzuschalten.

Die letzterwähnten Gneise des Erzgebirges streichen Ostwest, stellenweise auch Ostnordost oder Westsüdwest, wie man das entsprechend der ganzen Anlage des variscischen Bogens an dieser Stelle erwarten könnte. Jenseits der Elbe aber trifft man auf drei sehr große Intrusivmassen, welche weit und breit die Struktur des Bogens verschwinden lassen. Die erste, gegen Westnordwest gelegen, ist die Syenitmasse von Meißen; die zweite, bei weitem die ausgedehnteste, ist die Lausitzer Granitmasse, ihr gehören die Bergrücken oberhalb Dresden an, ferner die Gebiete der Städte Rumburg, Bautzen und Görlitz weit im Osten; die dritte, nicht die größte, aber die höchste ist die granitische Masse des Isergebirges und des Riesengebirges. Sowohl der Syenit von Meißen als auch der Lausitzer Granit greifen, allerdings meistens nur in den Talfurchen

[1]) A. Sauer. Sektion Tharandt. Bl. 81, 189.

[2]) E. Bořicky. Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens. Beend. v. J. Klvaňa. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung 1882, IV., S. 74—76. Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 240.

[3]) R. Beck. Sektion Kreischa-Hänichen, Pirna, Berg-Gießhübl. Bl. 81, 82, 83. Derselbe. Die Kontakthöfe der Granite und Syenite des Elbtalgebirges. Tschermaks Min. Mitteil. 1893, S. 290—342.

entblößt, auf das westliche Ufer der Elbe über. Sie rücken somit recht nahe an den Gneis des Erzgebirges heran und die Gesteine des Elbtalgebirges bilden einen langen Saum zwischen den beiden genannten Intrusivmassen im Nordosten einerseits und dem Gneis des Erzgebirges im Südwesten andererseits. Der Saum besteht aus einem Streifen von Gneis, aus paläozoischen Sedimenten, aus Teilen der postvariscischen Decke und aus verschiedenen intrusiven Stöcken und Lagern. Orographisch ist er mit dem Erzgebirge innig verwachsen und sein Streichen folgt in ostsüdöstlicher Richtung dem Laufe der Elbe.

Der nördliche Teil dieses Randstückes des Erzgebirges ist zum größten Teile durch jüngere Bildungen verdeckt. Am nordöstlichen Ende des Granulitgebirges bei Döbeln und bei Roßwein nordwestlich von Freiberg sind bereits Phyllite und paläozoische Sedimente sichtbar. Am Außenrande der Freiberger Gneiskuppel scheint ihre Grenze gegen den Gneis durch eine höchst verwickelte Folge von Verwerfungen vorgeschrieben. Gegen Wilsdruff westlich von Dresden wird der Saum immer breiter, der Syenit von Meißen kommt nahe heran und die ostsüdöstliche Richtung des paläozoischen Zuges tritt immer deutlicher hervor. Westlich von Dresden wird der Rand des Erzgebirges von einem langen Stück von Carbon und Rotliegenden gebildet, welches zwar diskordant den steil aufgerichteten paläozoischen Schichten des Elbtalgebirges auflagert, aber selbst von bedeutenden Verwerfungen durchzogen ist, welche ebenfalls ostsüdöstliche Richtung einhalten. An der Basis dieses Deckenstückes liegen die Kohlenflötze von Döhlen südwestlich von Dresden; darüber folgt das Rotliegende und überdies, hauptsächlich im Westen, ein Streifen der Kreideformation. Durch den Bergbau erkannte man, daß der Spitzberg, eine Gneiskuppe, welche mitten aus dem Rotliegenden auftaucht, einem schmalen Horste angehört, an dessen Seiten gegen Nordost die postvariscische Decke um 360 *m* und gegen Südwest um 300 *m* zur Tiefe gesunken ist. Ein Teil dieser streifenförmigen, gegen Ostsüdost laufenden Versenkungen ist nach dem Rotliegenden und vor der cenomanen Transgression erfolgt; ein anderer Teil durchschneidet die ganze Kreide. Hieraus folgt, daß dieser Teil des heutigen Elbtales zu wiederholten Malen und bis nach dem Schlusse der Kreideformation der Schauplatz gewaltiger Senkungen gewesen ist, welche ihrer Richtung nach beiläufig mit dem heutigen Elbtale zusammenfallen.

Erst wo dieses Stück der Decke endet, etwa auf halbem Wege zwischen Dresden und Pirna, wird der Bau des Elbtalgebirges deutlich kennbar. Der Freiberger Gneis kommt von Westen her mit seinem gewöhnlichen Streichen gegen Ost bis Ostnordost nahe an den Rand des Elbtalgebirges heran und knickt dann ebenfalls plötzlich in die südöstliche bis ostsüdöstliche Richtung um.[1] Ein solcher Saum von Gneis begleitet nun mit

[1] Z. B. bei Schlottwitz (Ostsüdost von Dippoldiswalde). Schalch. Sektion Glashütte-Dippoldiswalde. Bl. 101, 1888, S. 19.

gleichsinnigem Streichen den ganzen Westen des Elbtalgebirges bis zu seinem Ende an der Kreide der Sächsischen Schweiz. Bald ist der Saum 1 *km* breit, bald steigt die Breite auf 5 *km*; die mangelhaften Aufschlüsse gestatten nicht immer genauen Nachweis. Stets ist der Gneis gegen Nordost, d. i. unter die Gesteine des Elbtalgebirges steil geneigt; wo der Saum am schmalsten ist, steht er senkrecht oder ist sogar zu entgegengesetztem, südlichem Einfallen überbogen.

In der Gegend westlich von Pirna bis Maxen gegen Nordwest und bis Gottleuba und Markersdorf gegen Südost ist das Streichen und die Schichtfolge des Elbtalgebirges deutlich aufgeschlossen und von Beck und Dalmer beschrieben worden. Phyllit folgt, wie schon gesagt wurde, unmittelbar auf den Gneis, diesem ein mutmaßlich cambrischer Schiefer, dann Untersilur, kennbar an bestimmten Diabasen mit einzelnen spärlichen Kalklagen; das Obersilur ist gekennzeichnet durch die Graptolithen. Mutmaßliches Devon (südlich von Limbach und nördlich und nordwestlich von Grumbach) besteht hauptsächlich aus Diabasschalstein, schwarzem Tonschiefer und Schalsteinschiefer; dazu kommen noch Quarzite und grauwackenähnliche Gesteine. Hieran schließen sich nördlich die Alluvien der Elbe und jenseits derselben der Lausitzer Granit. Keine der paläozoischen Zonen überlagert regelmäßig die andere; sie sind zwar alle steil gegen Nordost, d. i. gegen das Elbtal geneigt, aber alle durch lange Verwerfungsbrüche voneinander getrennt, welche in demselben Sinne wie die Verwerfungen des Kohlenreviers von Döhlen gewaltige Senkungen in der Richtung des heutigen Elbtales darstellen.

Der gesenkte paläozoische Gebirgsstreifen ist von intrusiven Gesteinen durchzogen, welche ohne Ausnahme ihre Nachbargesteine im Kontakt verändert haben und daher jünger sind als diese. Hier ist nicht der Raum sie im einzelnen zu schildern. Eine Zone von Turmalingranit, durch nachfolgende Gebirgsbewegungen völlig zerdrückt, begleitet die Verwerfung zwischen Gneis und Phyllit. Eine Masse von Lithionitgranit, begleitet von Topas und Zinn, ganz wie die Granite von Zinnwald und Schellerhau, tritt im Südosten bei Berggießhübel und Markersbach hervor; diese ist nicht durch den Gebirgsdruck beeinflußt und schließt sich in ihren Umrissen nicht an die Verwerfungen, sondern ist von gerundetem Umriß und scheint noch jünger zu sein als die anderen Intrusivgesteine. Der Meißener Syenit, im Plauenschen Grunde bei Dresden entblößt, entsendet einen langen Gang bis Weesenstein südwestlich von Pirna. Der Lausitzer Granit, z. B. am Gamighübel, südlich vom großen Garten bei Dresden sichtbar, erreicht westlich von Pirna bei Dohna an mehreren Stellen den äußersten Zug des Elbtalgebirges, die sogenannte Weesensteiner Grauwackenformation (Devon?); schiefrige Hornfelse, Knotenbiotitschiefer und Biotitschiefer, durchsetzt von Granitapophysen, sind hier zur Ausbildung gelangt.

Die Bedeutung der Brüche, welche dem Elbtalgebirge seine Struktur verleihen, kann erst voll hervortreten bei der Betrachtung der ähnlichen

Brüche des rechten Elbufers. Man könnte vielleicht geneigt sein, das Elbtal für eine seitliche Rückstauung des Randes des Erzgebirges anzusehen, hervorgebracht durch das Heraufdringen der Lausitzer Granitmasse. Wenn aber das Elbtalgebirge durch den Lausitzer Granit gehoben wäre, müßte die älteste Gesteinzone dem Granite zugekehrt sein, während im Gegenteil die jüngeren Schichtglieder, das Devon und das Silur, mit dem Granite in Verbindung treten und auch das ganze Elbtalgebirge nicht vom Granite abfällt, sondern im Gegenteil sich unter denselben hinabzuneigen scheint, und der Meißener Syenit einen großen Gang in dasselbe entsendet.

Ferner kann man mit Sicherheit annehmen, daß die ganze paläozoische Serie einst über das Erzgebirge ausgebreitet war, und das Elbtalgebirge ist offenbar nur ein infolge seiner steilen Schichtstellung bis heute erhaltener Rest dieser Decke.

Nachdem das Elbtalgebirge gegen Ostsüdost unter der Kreide verschwunden ist, taucht eine Insel desselben im Osten im Elbtale wieder hervor. $1^1/_2$ *km* unterhalb Tetschen, bei Laube, werden in der Tiefe des Cañons unter der Kreidedecke Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Diabas auf 2 *km* Tallänge sichtbar. Weitere $1^1/_2$ *km* gehören dem Lausitzer Granite. Die Sedimente entsprechen aufs deutlichste den paläozoischen Schichten des Elbtalgebirges, sie neigen sich wie dort unter den Granit und sind ebenfalls in der Granitnähe in Hornfelse und Fruchtschiefer umgewandelt; die eingedrungenen Apophysen beweisen, daß auch hier die Aufrichtung der Schichten nicht jünger sein kann als der Granit.[1]) Die weitere Fortsetzung des Elbtalgebirges werden wir noch viel weiter im Ostsüdosten wiederfinden.

Isolierte Urgebirgsinseln im Süden des Erzgebirges.

Die kristallinische Unterlage, welche den größten Teil des Erzgebirges einnimmt, ist schlechtweg als die Fortsetzung des südlichen Urgebirges zu betrachten, mit dem sie im Westen durch das Fichtelgebirge und durch das Tepler Hochland innig verwachsen ist. Im Osten wird der Zusammenhang zuerst durch das Dazwischentreten der tertiären Bildungen unterbrochen und das Ostende des Erzgebirges bei Tyssa ist weit abgerückt von den Kuppen des mittelböhmischen Granitstockes, aber einzelne kleinere Inseln, welche unter den Eruptivbildungen und unter der Kreide hervortauchen, enthüllen die kristallinische Unterlage.

Die Granulite und Gneise des Egertales zwischen Warta und Kaaden wurden bereits erwähnt (s. S. 224). Im Dorfe Möritschau, südöstlich von Schlackenwerth, erscheint, rings umgeben vom Basalte der Duppauer Masse, eine kleine Insel eines schwarzen schiefrigen Gesteines, welches eine große äußere Ähnlichkeit besitzt mit den Kieselschiefern des mittelböhmischen Cambriums. Laube stellt es jedoch auf Grund des Vergleiches mit Gesteinen

[1]) J. E. Hibsch. Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbtale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, XLI., S. 235—288. Beck und Hibsch. Sektion Großer Winterberg-Tetschen. Bl. 104, 1895.

von Gottesgab und im benachbarten Sachsen zur Glimmerschieferformation.[1]) Im Tale der Biela und ihrer Nebenflüsse bei Bilin kommt eine größere Scholle von Gneis unter der Braunkohle und unter der Kreide zum Vorschein; es sind dieselben Gneise wie im gegenüber liegenden Erzgebirge, die der oberen gröberschuppigen und vorwiegenden zweiglimmerigen Gruppe angehören; auch das nordöstliche Streichen stimmt mit demjenigen des Erzgebirges überein. Viel beschränktere Ausdehnung besitzen die ähnlichen Inseln am Südfuße des Mileschauer, an der Straße von Schallan nach Ratsch im Nordwesten und bei Watislaw im Trebnitztal im Süden des Berges; hier ist das Streichen gegen Nordost, bei Mileschau dagegen gegen Südsüdost gerichtet. Etwas oberhalb Trebnitz, besonders beim Dorfe Chrastan befinden sich Pyropensande, die Hauptfundquelle der böhmischen Edelsteine; sie führen Reste von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus und sind ein diluviales Zerstörungsprodukt einer tuffartigen Breccie, welche neben anderen Gesteinen des Grundgebirges vor allem reichliche Blöcke des pyropeführenden Serpentins enthält. Hier ist also noch weiter im Süden die Fortsetzung des Grundgebirges unter dem Tertiär erkennbar.[2])

Im Wopparner Tale, das von Mileschau ostwärts zur Elbe führt, trifft man von Wellemin abwärts denselben gröberschiefrigen, recht glimmerreichen und meist zweiglimmerigen Gneis, der ebenso den Gneisen des zunächst gelegenen Erzgebirges bei Tyssa wie den Schiefergneisen von Niederösterreich und Mähren zu vergleichen ist. Er wird seit langem ebenso wie der Gneis der größeren Aufschlüsse an der Elbe zwischen Groß-Czernosek und Lichtowitz mit dem roten Gneise des Erzgebirges verglichen. An der letztgenannten Strecke werden überhaupt recht mannigfache Gesteine in Steinbrüchen am Elbeufer gewonnen; neben buntem granitartigem Gneis (Krejčí) auch Glimmerschiefer, Amphibolite, Urtonschiefer und kristallinische Kalke; Laube hebt die Ähnlichkeit mit dem östlichen Erzgebirge ausdrücklich hervor.[3]) Hier ist das Streichen gegen Nordost, im Wopparner Tale dagegen nach Südost gerichtet.

Noch einmal kommt das Urgebirge zum Vorschein weit im Osten im Kreidegebiete am Maschwitzer Berge oder Chlum bei Tachlowitz. Der Gipfel des Berges besteht aus Phonolith, die Gesteine des Gehänges wurden ebenfalls von Jokély und Krejčí mit dem roten Gneis des Erzgebirges verglichen.[4])

---

[1]) Erzgebirge. II. Teil, S. 70. Geologische Exkursionen etc. S. 72.

[2]) Zahálka. O horninách pyrop provázejicich v Českém Středohoři. (Über die den Pyrop im Böhmischen Mittelgebirge begleitenden Gesteine.) Sitzungsber. d. böhm. Akad. d. Wissensch., Prag 1883. H. Oehmichen. Die böhmischen Granatlagerstätten und die Edelsteinseifen des Seufzergründels bei Hinterhermsdorf in Sachsen. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, S. 5.

[3]) Laube. Geologische Exkursionen. S. 22.

[4]) Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. XII, 1861—62, S. 370. — Krejčí. Archiv f. Landesdurchforschung, Prag 1869, Bd. I, Abteil. II, S. 14. — V. Bieber. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 136, nennt das Gestein einen „porphyrartigen Eisenglimmergneis“.

Noch östlichere Inseln über Jitschin und Königgrätz hinaus liegen bereits jenseits des Elbbruches und sind dem Sudetensysteme zuzuzählen. Zwischen den Gneisen des Maschwitzer Berges und denen von Kolin und Kuttenberg dürfte die kristallinische Unterlage unter der Kreide noch von einem Zuge alter Schiefer und silurischer Gesteine unterbrochen werden, der an der Elbe bei Brandeis verschwindet und sich in der Basalttuffbreccie bei Pardubitz wieder bemerkbar macht.

Quarzgänge.

So wie im südlichen Urgebirge steht auch im erzgebirgischen Systeme mit den jüngsten Gebirgsbewegungen die Bildung zahlreicher Quarzgänge in Zusammenhang. So wie der bayrische und der böhmische Pfahl wiederholen sie auch im Fichtelgebirge und im Erzgebirge im großen ganzen die Richtung der westlichen Randbrüche.

Der böhmische Pfahl hat bei Hals unweit Tachau zugleich mit der nordnordwestlich streichenden Gneiszone geendet. In der Gegend von Königswart treten zwei Quarzzüge mit nordwestlichem Streichen auf; der eine beginnt bei Altwasser im Gneis, zieht mit unveränderter Richtung durch den Granit nach Unter-Sandau, zerschlägt sich dann in zwei Trümmer, welche beide in den randlichen Phyllit übertreten und am Rande des Beckens von Eger endigen. Ein zweiter zieht nach Löwl von Ammonsgrün nach Miltigau und fällt dort seiner Richtung nach genau zusammen mit dem Ostrande des Beckens von Eger, welcher ohne Zweifel als Verwerfung den Westabhang des Phyllitrückens von Maria-Kulm begrenzt. Der Zusammenhang der querliegenden Senkung mit den Quarzgängen ist unverkennbar.[1])

Jenseits des Beckens von Eger findet wahrscheinlich der westliche der beiden genannten Qarzgänge seine Fortsetzung in einem mächtigen Gange, der bei Seeberg aus dem Tertiär sich erhebt und als sehr auffallender weißer Felszug vollkommen in der Erscheinungsweise des böhmischen Pfahles zum Kalvarienberge von Haslau zieht, durch den Granit und durch den Gneis mit gleichbleibender Richtung über Asch hinaus sich bis in den Phyllitzug fortsetzt, welcher der Münchberger Gneismasse vorlagert. Auch er ist an einzelnen Stellen von parallelen Gängen begleitet.

Ein ähnlicher Quarzgang quert auch das Falkenauer Becken; er kommt aus dem Granit von Schlaggenwald und läßt sich selbst noch in der Ebene als eine sehr schüttere Reihe loser Blöcke bis gegen Falkenau verfolgen. Er erscheint dann wieder in der Gneisinsel bei Lanz und im Gneis des Erzgebirges, östlich von Bleistadt.

Sehr zahlreich sind die Quarzgänge innerhalb des Neudecker Granitstockes und im benachbarten Gneise, doch sind sie recht häufig aus der nordwestlichen Richtung abgelenkt. Bemerkenswert ist hier ein oft abbauwürdiger Gehalt an Brauneisenerz und an Manganerzen in den Quarz-

[1]) Löwl, Granitkerne etc. S. 11.

gängen. Auch im östlichen Erzgebirge sind Quarzgänge vorhanden, doch werden sie im allgemeinen immer seltener, je mehr man sich vom Gebiete der fränkischen Randbrüche entfernt.

Erze.

Der Name des Erzgebirges läßt seinen Anteil an dem oft gepriesenen Metallreichtume Böhmens deutlich sprechen. Von Joachimsthal sind im Jahre 1518 die ersten gräflich SCHLICKschen „Thaler" ausgegangen, welche auf der ganzen Erde zum Typus der groben Silbermünze geworden sind. Auf dem benachbarten sächsischen Gebiete hat sich über den Freiberger Erzgängen die berühmte Schule WERNERS entwickelt und man kann sagen, daß die Erzgänge kaum irgend eines größeren Reviers genauer erforscht sind als jene des Erzgebirges.

Die eigenartigsten unter diesen Erzvorkommnissen sind die Lagerstätten des Zinns und gründliche Studien haben Aufschluß gegeben über die Art, in welcher die Spaltfüllung vor sich gegangen ist. Zunächst ist zu bemerken, daß das Zinn in sehr merkwürdiger Weise an gewisse Granitstöcke und deren nächste Umgebung gebunden ist. Die kleineren, vereinzelten Vorkommnisse im Granit des Fichtelgebirges,[1]) bei Schlaggenwald und Schönfeld im Südosten, bei Platten im Osten, Ehrenfriedersdorf und Geyer an den kleineren Granitstöcken im äußersten Nordosten der Neudecker Masse, die oben erwähnte Linie Sadisfeld, Altenberg, Zinnwald und Graupen in der Altenberger Gneisscholle, der kleine Granitstock des Bärensteins außerhalb derselben und der vereinzelte Granitstock von Markenbach im Elbtalgebirge, sind die Angriffspunkte des alten Zinnbergbaues gewesen.

Die Zinnerze besitzen wie Gold und Platin die Eigenschaft, sich im Schwemmlande zu sammeln. Wie im zinnreichen Cornwall, hat auch hier die Gewinnung auf Zinnseifen begonnen und der Bergbau im Anstehenden ist erst später gefolgt. Historische Nachrichten gehen bis ins XII. Jahrhundert zurück. Nach REYERS Angaben dürfte in Graupen und Schönfeld der Anfang gemacht worden sein; gegen 1400 folgten Ehrenfriedersdorf und Geyer, gegen 1450 Altenberg und Zinnwald. Das XVI. Jahrhundert bezeichnet die Blüte von Schlaggenwald und im XVII. beginnt bereits der allgemeine Rückgang.[2])

Im Granit oder im benachbarten Gestein, sei es Gneis oder Porphyr, erscheinen feine, zumeist steil aufsteigende Klüfte, oft kaum stärker als ein Blatt Papier, welche zu beiden Seiten von einem viel breiteren dunkeln Saum begleitet sind, der gegen außen keine scharfe Abgrenzung besitzt. Diese Abschattierung gegen das Gestein zeigt, daß es sich um eine von der Kluft ausgegangene Veränderung des Gesteins handelt. Im Granit ist

---

[1]) W. MARCHET. Beiträge zur Kenntnis des Fichtelgebirges u. s. w. nebst einem Anhang über Zinnbergbau im Fichtelgebirge. Berlin 1894.

[2]) E. REYER. Zinn. Berlin 1891, S. 92 ff.

der Feldspat aufgelöst; dagegen haben sich Topas und lithionhältiger Glimmer eingestellt, dazwischen erscheinen kleine Mengen von Zinnerz. Die Klüfte können auch stärker werden und die Merkmale wahrer Gänge annehmen. Sie sind dann mit Quarz, Topas und Zinnstein gefüllt; Flußspat, Turmalin, auch Molybdän sind häufige Begleiter. Trotz seiner geringen Fähigkeit, widerstandsfähige Verbindungen zu bilden, konnte Chlor oft nachgewiesen werden. Die Untersuchungen Rückers in Schlaggenwald, wie jene von Dalmer und Beck in Altenberg und Zinnwald bestätigen die Ansicht Daubrées, daß hier ganz wie in Cornwall, die Zinnlagerstätten gebildet worden sind durch heiße Fumarolen von Fluor, Chlor und Bor, welche vom Granite ausgehend auf die benachbarten Gesteine eingewirkt haben.[1])

Der Bergmann nennt die Klüfte Zwitter und wo sie häufig sind, sagt man, das Gestein sei verzwittert. Der umgewandelte Granit, aus welchem aller Feldspat gewichen ist, führt den Namen Greisen. Die einzelnen Stufen von Zwitter pflegen arm zu sein, aber zuweilen stehen die Klüfte so dicht und ist die Imprägnation des Gesteins eine so allgemeine, daß man veranlaßt war, die ganze Gesteinsmasse durch Feuersetzen in der Grube zu lockern und dann zu verpochen. Das hat aber die Bildung großer unterirdischer Hohlräume zur Folge gehabt und die Lage vieler alter Baue ist heute durch ausgedehnte kreisförmige oder länglichrunde Einsturzfelder oder Pingen bezeichnet.

Der Abbau des Zwitterstockes von Altenberg soll 1458 begonnen worden sein; 1545 erfolgte bereits der erste Einsturz, etwa von 100 *m* Tiefe aufwärts bis zu 40 *m* unter Tags; 1578 folgte ein zweiter Bruch und dieser ging zu Tage aus; 1620 erlebte man den dritten und größten Einbruch. „Da ist unser liebes Bergwerk alles in einen Haufen gegangen,“ sagt das Freiberger Ratsarchiv. Heute umfaßt die Pinge nach Dalmer 2·5 *ha* und ist 80 *m* tief. Die unter die Pinge getriebenen Stollen haben aber gezeigt, daß die Verzwitterung nur 220—230 *m* unter Tags reicht und daß die tieferen Teile des Granits arm an Zinn sind.

In ähnlicher Weise bezeichnet die große Hubertpinge in Schlaggenwald die Stelle des größten Reichtums dieser einst so berühmten Bergstadt; sie nimmt 6·9 *ha* ein mit einer durchschnittlichen Tiefe von 30 *m*.

In Zinnwald sieht man, daß der Granit gegen das umgrenzende Gestein größere Ausscheidungen von Feldspat umschließt, und dieser Grenzgranit wird der Stockscheider genannt. Hier bildet der zinnreiche Granit eine schmale und 1200 *m* lange, von Nord nach Süd gestreckte Ellipse, die quer über der Reichsgrenze liegt und rings von Porphyr umgeben wird. Außer den steil zur Tiefe gehenden Zwitterklüften besteht eine größere Anzahl (auf der böhmischen ihrer 13) von übereinander in flacher Wölbung

[1]) A. Rücker. Beiträge zur Kenntnis des Zinnerzvorkommens bei Schlaggenwald. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1864, Bd. XIV, S. 311. — Dalmer. Sektion Altenberg-Zinnwald. Bl. 119 und Zeitschr. f. prakt. Geologie 1894, S. 313—332. — Beck. Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901, S. 220 ff.

folgenden Gängen, welche beiläufig der Oberfläche der Granitkuppel parallel sind, jedoch auch in den Porphyr übertreten. Sie sind Kontraktionsklüfte, entstanden bei der Abkühlung des Granites und des durch die Granitnähe erwärmten Porphyrs. Der Bergmann bezeichnet sie wegen ihrer flachen Lagerung als Flötze. Die Füllung ist oft symmetrisch und besteht nach Dalmer aus Lithionglimmer, Zinnstein, Quarz, Wolframit, Scheelit und Flußspat. Infolge der bedeutenden Zufuhren von Zinn aus den hinterindischen und australischen Wäschen hat sich hier der Bergbau den Wolframerzen zugewendet.

Da der zinnführende Granit ohne Zweifel jünger ist als der Porphyr, ergibt sich, daß der ganze Vorgang der Verzwitterung von postvariscischem Alter ist. In der St. Mauritius-Zeche bei Hengstererben erwähnt Laube einen Granitgang, welcher das Zwittergestein durchschneidet. Ähnliches wurde auch in östlichen Revieren beobachtet. Die Fluor-Fumarolen der Verzwitterung bezeichnen daher noch nicht den völligen Abschluß der granitischen Intrusion, sondern es haben noch kleine spätere Nachschübe stattgefunden. — Aus nachträglicher Veränderung des Granites ist der Kaolin von Geyer hervorgegangen, der zur Bereitung des Porzellans in Meißen verwendet wurde.

Graf Sternberg hat eine Karte der böhmischen Zinnseifen entworfen, aus welcher man ersieht, daß sich dieselben völlig an das Auftreten der Gänge anschließen. Zwischen den Orten Seifen und Hengstererben, nordöstlich von Platten, liegt zinnführendes Schwemmland unter einem mehr als 2 *km* langen basaltischen Deckenstück, das wahrscheinlich einem von dem basaltischen Spitzberge bei Gottesgab ausgegangenen, aber nun abgetrennten Strome angehört.[1]

Trotz der Eigenartigkeit der Zinnerzvorkommnisse besteht doch ein Zusammenhang mit den sonst so abweichend aussehenden Gängen, welche mit sulfidischen Erzen erfüllt sind. Die Verzwitterung scheint überhaupt nur den obersten und randlichen Zonen der Granitkuppen eigen zu sein. Es hat in der unmittelbaren Umgebung von Freiberg auch Bergbau auf Zinn und sogar Zinnwäschen gegeben, während später auf denselben Gängen Kupferkies, Buntkupferkies u. a. gebaut wurden. Der „Rote" und der „Weiße Löwe" haben im Zwitter begonnen und später noch lange als Kupfer- und Silberzechen angehalten, und Herm. Müller spricht ausdrücklich von einem zinnernen Hut über sulfidischen Erzen.[2]

Nur selten erscheinen die sulfidischen Erze zugleich mit den Zinnerzen. Einen solchen Fall hat Dalmer von Sadisdorf, jenseits des nordwestlichen Endes der Granitmasse von Schellerhau, beschrieben. In der Regel erscheinen die sulfidischen Erze in größerer Tiefe; man hat aber auch schon nochmalige Wiederholungen der Zinnerzformation angetroffen. Bei

[1] Laube, Erzgebirge. I. Teil, S. 195—198.

[2] H. Müller, Die Erze des Freiberger Bergreviers. Erläut. z. geolog. Spezialkarte v. Sachsen. 1901, S. 129 ff.

Heidelberg unweit Katharinenberg hat sich innerhalb 90 *m* vom Tage ein Zinnbergwerk in eine Kupferzeche verwandelt. Diese sulfidischen Erze, namentlich Arsenkies, Kupferkies und Schwefelkies, treten nicht im Granit, sondern in einiger Entfernung von demselben auf und in manchen Fällen kann man vermuten, daß ein zinnerner Hut abgetragen worden ist. In dieser Hinsicht ist es bemerkenswert, daß gerade die kleinsten Granitstöcke, augenscheinlich die höchsten Kuppen der unter der Erde verborgenen Massen, den bedeutendsten Reichtum an Zinn besitzen und im höchsten Grade von verzwittertem Gebirge umgeben sind, während schon die größere Masse von Schellerhau geringeren Reichtum zeigt. An der Kontaktgrenze des Lausitzer Granites fehlen ähnliche Vorkommnisse vollständig.

Die Verbindung der aus Sublimationen hervorgegangenen Zwitter mit den sulfidischen und kiesigen Erzgängen ist eine so unzweifelhafte, daß auch für diese die Entstehung aus der Tiefe, d. i. entweder durch aufsteigende metallische Dämpfe oder Lösungen als feststehend angesehen werden muß.

Die Freiberger Erzgänge liegen zum größten Teile im Gneis. Langjährige Studien, unter denen vor allem jene H. Müllers anzuführen sind, haben gelehrt, daß diese Gänge nach ihrer mineralogischen Füllung, ihrem relativen Alter, zum Teil auch nach ihrer Richtung in eine größere Anzahl von „Erzgangformationen" unterschieden werden können. Ohne in die Einzelheiten einzugehen, beschränken wir uns auf den Zug der Kobalt-Silbererzformation, welcher, von Sachsen her die böhmische Grenze überschreitend, auch die Lagerstätten von Joachimsthal umfaßt. Dieser Zug besteht in der Hauptsache aus einer Kette von kleineren und größeren Vorkommnissen, welche in einiger Entfernung den Ostrand des Neudecker Granitstockes begleitet und dabei den oberen und den unteren Phyllit und auch den Glimmerschiefer durchschneidet; die Zone reicht von Schneeberg über Johanngeorgenstadt und Abertham bis Joachimsthal.

In Joachimsthal unterscheidet man ostweststreichende Morgengänge und nordsüdstreichende Mitternachtsgänge. Die ersteren sind älter; sie entsprechen hier beiläufig dem Streichen des Tonschiefers, dem sie eingelagert sind.

Die Füllung der Gänge besteht aus Silbererzen (gediegen Silber, Argentit, Polybasit u. a.), aus Nickel-, Kobalt-, Wismut-, Arsen- und Uranerzen; die Erze sind aber absätzig und bilden zuweilen nur Putzen. Die Kobalt- und Nickelerze sind älter als die Silbererze. Die Uranerze scheinen eine etwas isolierte Stellung einzunehmen. Sie sind sehr häufig von Dolomit und Braunspat begleitet und nach verschiedenen Anzeichen dürften diese Dolomit-Uranerzgänge eine selbständige Bildung sein. Der Bergkittler-, Geistergang, und Geistergang-Hangendtrum geben davon Beispiele.[1])

Alle Erzgänge sind jünger als die Porphyrgänge, dagegen sind mehrere sehr deutliche Beispiele dafür vorhanden, daß in Joachimsthal Erz-

[1]) F. Babanek. Geologische Bergmännische Karte mit Profilen von Joachimsthal, herausg. v. k. k. Ackerbauminist. Wien 1891, Taf. 35—40, 47, 50, 51 u. a.

gänge von Basaltgängen durchschnitten werden; dasselbe sieht man in Annaberg und es würde folgen, daß die Erzgänge zwar jünger als der carbonische oder permische Porphyr, jedoch älter als der tertiäre Basalt seien. Hiegegen ist eingewendet worden, daß einzelne Joachimsthaler Gänge im Gegensatze zu anderen jünger seien als der Basalt, aber merkwürdigerweise betreffen die entscheidendsten Vorkommnisse dieser Art gerade die Dolomit- und Uranerzgänge und es sind daher weitere Untersuchungen erforderlich.[1]) Die Vorkommnisse von Rotgiltigerz in Basalt scheinen sich auf kleinere Anflüge zu beschränken.

Im übrigen muß die Umgebung von Joachimsthal seit der Tertiärzeit der Schauplatz großer Veränderungen gewesen sein. Man hat in der Putzenwacke, einem basaltischen Tuff, 262 *m* unter Tages, verkieselte Baumstämme gefunden (Ulminium diluviale Ung.)[2])

Im Jahre 1864 wurde 531 *m* unter Tags auf dem Geschieber Gang eine Therme mit 25° C. erschrotet.

Freiberg hat unter dem Sinken des Silberpreises im Laufe der letzten Jahrzehnte wesentlich gelitten; die Kobalt-Nickel-Silbergruben, wie Annaberg und Schneeberg, sind aber schon vor diesem für alle Silberbergbaue verhängnisvollen Ereignisse wegen der Absätzigkeit ihrer Erze in Rückgang gekommen und wären fast auflässig geworden. Als um die Mitte des 17. Jahrhunderts die Verwendung von Kobalt als Farbe aufgekommen war, eröffnete sich für das schon damals verfallende Annaberg eine neue Erwerbsquelle, welche bis über die Mitte des 19. Jahrhunderts gewinnbringend blieb. In Joachimsthal wurde etwa von derselben Zeit an Kobalt und Wismut gewonnen; in den letzten Jahren hoffte man den Bau durch Uran zu fristen. Zuletzt hat der Gehalt des Uranpecherzes von Joachimsthal an radioaktiven Substanzen neuerdings die Aufmerksamkeit erregt.

Heilquellen.

Zur landschaftlichen Schönheit und zu den Schätzen an fossilem Brennstoff und an Erzen gesellt sich noch ein weiterer Vorzug, mit dem die Natur das nordwestliche Böhmen beschenkt hat: ein wunderbarer Reichtum an verschiedenartigen Heilquellen. Sie teilen sich naturgemäß in mehrere Gruppen:

Die erste Gruppe bilden die Bitterwasser von Püllna bei Brüx, von Saidschitz bei Teplitz und von Seidlitz bei Bilin. Ihre Temperatur übersteigt nicht die des Bodens; es sind bloße Seihwässer, welche vom Tage her in vulkanische Aschenablagerungen infiltriert sind und größere Mengen von schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Natron aufgenommen haben. An den meisten Stellen werden sie aus Brunnen gepumpt.

[1]) Z. B. der Schweizer Gang in Basalt. Babanek Taf. 33. Auch der von Basalt begleitete Andreasgang wird nur von einem dolomitischen Teile des Geisterganges geschnitten (Taf. 61). Auch Dalmer hält es nicht für erwiesen, daß diese Gänge jünger seien als der Basalt.

[2]) Laube. Erzgebirge. I. Teil, S. 168.

Eine zweite Gruppe, welche ebenfalls die mittlere Jahrestemperatur nicht übersteigt, besteht aus den zahlreichen Säuerlingen, welche ihre heilenden Eigenschaften und zugleich einen Teil ihrer Steigkraft der dem Boden entströmenden Kohlensäure verdanken. Das reichste Gebiet in dieser Hinsicht ist das Becken von Eger und Franzensbad, wo besonders mehrere Säuerlinge in der Stadt Franzensbad selbst und zahlreiche kohlensaure Wässer oder freie Kohlensäure aus der umliegenden Torf-Ebene, besonders aus dem Moorlager der sogenannten „Soos" aufsteigen. Eine weitere Anzahl von Säuerlingen befindet sich in den Gegenden von Marienbad bis an den Fuß des Tillenberges. Zahlreich sind sie ebenfalls im Gebiete der Eger von Falkenau abwärts. Besonders berühmt als Trinkquellen sind Gießhübel-Puchstein bei Karlsbad und Krondorf im Egertal, ebenso wie die Quellen von Bilin. Weiter im Osten bei Oberleutensdorf und bei Bodenbach zeigen sich noch schwach säuerliche eisenhaltige Wasser. Die Vermutung scheint begründet, daß diese kohlensauren Exhalationen eine letzte Äußerung der vulkanischen Vorgänge dieses Landstriches sind. Hiefür spricht auch der Umstand, daß einzelne Säuerlinge noch weit über das Gebiet der erzgebirgischen Senkung hinaus verstreut sind, in wahrscheinlichem Zusammenhange mit den sporadischen Eruptionspunkten, quer über die Sudeten bis nach Schlesien reichen, und sich z. B. in den schwachen Säuerlingen der weiteren Umgebung des Raudenberges bei Freudenthal bemerkbar machen.

Die dritte Gruppe bilden die Thermen von Karlsbad, von Teplitz und von Marienbad, von denen die letzteren zwar nur um ein geringes die mittlere Jahrestemperatur (7·5° C.) übertreffen (Ferdinandsbrunnen 9·5° C., Kreuzbrunnen 8·8° C.), jedoch wegen ihrer chemischen Verwandtschaft, besonders wegen des hohen Gehaltes an Glaubersalz, mit den Quellen von Karlsbad hieher zu rechnen sind. Die Quellen von Teplitz und Schönau mit Temperaturen bis zu 48° C. führen nur äußerst geringe Mengen fester Bestandteile (Urquelle 7 in 10.000). Der berühmte Sprudel von Karlsbad mit etwa 74° C., eine der heißesten Heilquellen der Erde, sehr reich an Glaubersalz, Soda und Kochsalz (feste Bestandteile 55·2 in 10.000), bleibt aber in dieser Hinsicht hinter dem Kreuzbrunnen von Marienbad zurück (89·7 in 10.000). Auch er ist innerhalb des Stadtgebietes von mehreren ähnlichen schwächeren Thermen begleitet. Über die Quellen von Teplitz und von Karlsbad sollen hier noch einige Worte gesagt werden.

Die verschiedenen Quellen von Teplitz-Schönau entspringen entweder den Spalten des Porphyrs, der zwischen der Franzhöhe bei Schönau im Osten und dem Dorfe Janegg sich in Form einiger Hügel erhebt, oder sie sind genötigt, noch eine geringe Decke von cenomanem Sandstein und turonem Pläner auf Spalten zu durchdringen. Im letzteren Falle sind sie mit Tagwässern vermischt und ihre Temperatur ist herabgedrückt. Häufiges Auftreten von Hornstein und Baryt in den Sandsteinen und den rudistenführenden Conglomeraten, welche dem Porphyr unmittelbar auflagern und dessen Spalten ausfüllen, beweisen, daß sich hier an der Gesteinscheide,

schon Thermalwasser wahrscheinlich vermengt mit Tagwassern bewegt haben, bevor noch die Abtragung der Decke bis zum heutigen Zustande vorgeschritten war. Die meisten Brunnen von Teplitz zeigen höhere Temperaturen (18—23° C.) als die des Bodens und bei anhaltendem Pumpen erfährt diese Temperatur noch eine Steigerung. Zwischen den Dörfern Loosch und Janegg, etwa 6 *km* südwestlich von Teplitz, befand sich vor Zeiten eine sehr wasserreiche Therme (Temperaturangabe schwankt zwischen 14—31° C.) die sogenannte Riesenquelle. Gegenwärtig befindet sich dort ein künstlicher Schacht mit Pumpwerk. Beim Nachteufen des Schachtes im Jahre 1879 waren neben verschiedenen Gegenständen aus Bronze und Eisen keltische und römische Münzen, letztere aus der Zeit Hadrians, gefunden worden. Der Gebrauch der warmen Quelle geht demnach in sehr alte Zeit zurück. Schon längere Zeit vor dem Jahre 1879 war diese Quelle versiegt, offenbar infolge des Näherrückens des Braunkohlenbergbaues vom Westen, in dessen Hohlräume durch das fortwährende Wasserheben ein Teil des Thermalwassers des Porphyrs nachgezogen wurde.

Die in den Spalten des Porphyrs von Teplitz aufsteigenden Thermalwasser werden rings von einem Mantel wasserdichter tertiärer Sedimente zusammengehalten, in welchem die Wasserzirkulation nur sehr langsam vor sich geht. Größere Wassermengen bewegen sich in den unmittelbar auflagernden Kreideschichten. Nähert sich der Bergbau diesen oder dem Porphyre selbst, so kann der Abflußwiderstand plötzlich überwunden werden und eine rasche Entleerung der im Porphyr gestauten Wasser stattfinden.

Im Jahre 1879 erfolgte ein plötzlicher Wassereinbruch im Döllingerschachte südwestlich von Teplitz, der in einigen Minuten sämtliche Grubenräume und später auch die Nachbargruben überschwemmte. Er machte sich nach kurzer Zeit an den Teplitzer Thermen bemerkbar und die Quellspalte der Urquelle war 64 Stunden nach der Katastrophe trocken und wasserlos. Der Überdruck des Thermalwassers über der 60 *m* tiefer liegenden Einbruchstelle kam plötzlich zum Ausdrucke und die innige hydrostatische Beziehung der Grubenwasser zu den 7 *km* entfernten Thermen lag klar am Tage. Eine begreifliche Bestürzung ergriff die Quellenstadt und erst durch eine großartige technische Aktion gelang es, einen dem früheren annähernd gleichen Zustand herzustellen, ohne das Thermalwasser auch nur für einige Zeit zu verlieren. Gleichzeitig mit der Sümpfung in der Grube ging man der Quellspalte in einem Schachte nach bis auf die Höhe der Einbruchstelle, welche nun trockengelegt und verdämmt werden konnte. Allmählich stieg das Wasser im Quellschachte wieder an bis nahe zur Höhe der alten Ausflußstelle.

Weitere Einbrüche in den Jahren 1887 und 1892 in dem westlich an das Döllingergrubenfeld anschließenden Viktoringrubenfelde brachten neue Erfahrungen. Fortgesetzte neuerliche Verwicklungen führten zu neuen sinnreichen Maßnahmen zur Rettung der Gruben und der Thermen. Gegenwärtig befindet sich in der Nähe der ersten Einbruchstelle ein gegen die Gruben

wasserdicht abgeschlossener Pegelschacht; eine Zwischenstation bildet ein an der Stelle der ehemaligen Riesenquelle angelegter Schacht, so daß die über den Gruben lastende Wassersäule und auch der Einfluß der Sümpfung in den Gruben auf das Wasser im Porphyr und die Geschwindigkeit des Abflusses gegen die Gruben stets gemessen werden können. Das System hat sich bei späteren kleineren Einbrüchen (Gisela 1897) bereits trefflich bewährt und so ist das möglichste getan, um die Thermen von der Gefährdung durch die Gruben zu befreien.

Die Thermen von Karlsbad liegen in einem engen Auswaschungstale im südlichen Teile der Neudecker Granitmasse, der, nur orographisch abgetrennt vom Hauptstocke, mit dem Namen des Karlsbader Gebirges bezeichnet wird. Im Grunde dieses Erosionstales sind auf einer 1890 *m* langen und 180 *m* breiten Zone an vielen Stellen Hornsteingänge erkannt worden, welche da und dort durch Anhäufung von Granittrümmern zu Breccien mit Hornsteinbindemitteln werden. An einzelnen Stellen erscheint im Hornstein Pyrit und mit diesem in Verbindung auch Schwerspat, manchmal auch ein Streifen von sinterartigem Aragonit (Stadtturmfels), manchmal besitzen auch einzelne Aragonitbänke dünne Hornsteinbeläge. Sämtliche Quellen von Karlsbad scheinen über dem Zuge von Hornsteingängen zu entspringen. In jenem Teile des Tales, in welchem die größte Zahl der Quellen liegt, namentlich in der Umgebung des Sprudels, hat sich eine unregelmäßige, von Höhlungen durchsetzte Lage von Aragonitsinter, die sogenannte Sprudelschale aufgebaut, auf welcher der innerste Teil der Stadt erbaut ist. KNETT hat jedoch noch in einer Höhe von 8 *m* über dem Schloßbrunnen und 17 *m* über dem Sprudel auf dem Stadtturmfels Lagen von Sprudelstein nachgewiesen. Es kann nach den neueren Erfahrungen nicht gezweifelt werden, daß sämtliche Quellen untereinander in Verbindung stehen. Dies geht namentlich daraus hervor, daß der Ausfluß des Sprudels künstlich zurückgehalten wird und daß bei einer vollen Öffnung des Ausflußrohres der Sprudel viel größere Sprunghöhe erreicht und die höher gelegenen Quellen nach kurzer Zeit beeinflußt werden.[1])

Die eigentümliche Übereinstimmung der nach Nordnordwest gerichteten Zone von Hornsteingängen in Karlsbad mit der Richtung vieler Gänge des Erzgebirges sowie auch jener von Marienbad und die ähnlichen Vorkommnisse am Säuerling von Gießhübel haben schon im Jahre 1860 Herm. MÜLLER zu der Folgerung veranlaßt, daß eine Beziehung zwischen diesen Quellen und den Gängen des Erzgebirges bestehe. Diese Vorstellung ist teils durch Erfahrungen in anderen Ländern, namentlich in Nordamerika, und teils durch das Anfahren von Thermalwassern auf einzelnen Erzgängen des Erzgebirges noch unterstützt worden. Man kann auch die Zusammensetzung dieser Thermen, wie z. B. das Vorkommen einer allerdings sehr geringen Menge von Zink im Karlsbader Sprudel, zur weiteren Bekräftigung

[1]) J. KNETT. Der Boden der Stadt Karlsbad und seine Thermen in Festschrift zur 74. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte. Karlsbad. 1902, S. 45 und 58.

dieser Meinung herbeiziehen. Die Studien über Thermen und Mineralgänge haben schließlich zur Unterscheidung von vadosem, d. h. vom Tage her einsickerndem Wasser und von juvenilem Wasser geführt; letzteres steigt in heißem Zustand aus der Tiefe empor und tritt in den Thermen zum ersten Male an die Oberfläche. So wie es nicht gelungen ist, die Metallanhäufungen der Erzgänge durch Auslaugung aus dem Nebengesteine zu erklären, so kann auch eine solche Herkunft für die in den Thermalwassern enthaltenen Stoffe nicht angenommen werden. Abgesehen von den großen Mengen freier Kohlensäure, ist der Granit von Karlsbad z. B. nicht im stande, die Menge von Chlor zu liefern, welche in der bedeutenden Kochsalzmenge des Sprudels enthalten ist. Daß allerdings gewisse Heilquellen rein vadosen Ursprungs sein können, zeigen die oben erwähnten Bitterwasser. In vielen Thermen wird das juvenile mit von oben zusickerndem vadosen Wasser vermengt sein.[1])

An vielen Punkten findet man im Granite der Umgebung von Karlsbad Anhäufungen von Kaolin, dem Zersetzungsprodukte der Feldspate des Granits; sie bilden die Grundlage der böhmischen Porzellanindustrie. Einzelne Kaolinablagerungen liegen unter dem tertiären Tone und es wurde ihnen deshalb vortertiäres Alter zugeschrieben. Da jedoch das Kaolin wenigstens zum größten Teile nicht durch atmosphärische Zersetzung, sondern unter dem Einflusse der aufsteigenden heißen Wasser gebildet wurde, muß geschlossen werden, daß auch die Kaoline unter dem wasserdichten tertiären Tone weit späteren Ursprungs sind und zugleich den Beweis abgeben, daß seit alten Zeiten und auf wechselnden Wegen die thermalen Ausströmungen auf den Spalten des Granits vor sich gegangen sind.[2])

VIII. Abschnitt.

Die Sudeten.

Einleitung.

Reicher gegliedert durch das Eingreifen verschiedener Sedimente zwischen die alten Horste, in höherem Grade durch jüngere Brüche zer-

[1]) E. Suess. Über heiße Quellen. Verh. d. Ges. deutscher Naturforscher und Ärzte. 1902.

[2]) A. Rosiwal. Über neue Maßnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1894, S. 742.

stückelt und mannigfaltiger als alle bisher betrachteten Teile der böhmischen Masse sind die Randgebirge jenseits des Elbbruches im Norden und jenseits der Boskowitzer Furche im Osten, welche hier unter dem Namen der „Sudeten“ zusammengefaßt werden. Im Lausitzer Granitlande verschmelzen sich die sudetischen Gesteine äußerlich mit den Vorbergen des Erzgebirges; ganz allmählich erheben sie sich aus der Ebene. Im Riesengebirge erreicht die böhmische Masse ihre höchste Erhebung. Als tiefe Einsenkung liegt dagegen die Ebene von Braunau zwischen dem breiten Rücken des Eulengebirges und der Kreidetafel der Heuscheuer.

Im Süden bildet der Elbbruch die Grenze der sudetischen Gebiete. Im Norden taucht das Gebirge in einzelnen Kuppen unter das jüngere Schwemmland der großen deutschen Ebene und im Osten schließt sich an die Waldberge des hohen und des niederen Gesenkes in Mähren und Schlesien noch die Ebene der Kohlenreviere von Ostrau und von Oberschlesien, welche ebenfalls noch als ein Teil der Sudeten anzusehen ist und im Osten von den Karpaten begrenzt wird. Noch über dieses Gebiet hinaus in der Richtung auf Krakau und gegen Nordost über Czenstochau dehnt sich eine weite Ebene, welche gleichfalls hier in Betracht kommen soll, da einzelne zerstreut aufragende Höhen eines verhüllten Gebirges zum Verständnisse des Ganzen beitragen.

Schon im Jahre 1786 hatte die Böhmische Gesellschaft der Wissenschaften eine eigene Expedition ausgesendet, um die höchsten Teile des Riesengebirges zu erforschen und im Jahre 1797 eröffnete L. v. Buch mit einer Abhandlung über Landeck die Reihe von Schriften über die Beschaffenheit dieses Gebirges und im selben Jahre entwarf er sogar schon eine „mineralogische Karte von Schlesien“. Nichtsdestoweniger ist die Kenntnis des Gesamtbaues nur langsam herangereift. Ein äußerer Grund hiefür lag in dem eigentümlichen, auf längere Strecken der Wasserscheide folgenden Lauf der politischen Grenze. Während von der Landecke, westlich von Mährisch-Ostrau bis Weidenau die ganze Breite des Berglandes und noch bis Jauernig sein nördlicher Saum nach Österreich fallen, reicht im Gebiete der Neiße und insbesondere ihres linken Zuflusses, der Weistritz, die Grenze so weit gegen Süd, daß gegen Nachod hin fast die ganze Breite des Gebirges in Preußen liegt. Dann tritt die Grenze wieder nach Norden, teilt die große carbonische Flötzmulde von Schatzlar-Waldenburg in eine österreichische und eine preußische Hälfte und durchschneidet schräg den Granitstock des Riesengebirges. Bei Zittau liegt das ganze Gebirge auf sächsischem Gebiete. Über Schluckenau und Hainspach tritt wieder die österreichische Grenze vor und das westliche Ende ist wieder sächsisch. Dieser Umstand macht es nötig, daß bei der Betrachtung der Sudeten noch mehr als in anderen Abschnitten über die Grenzen der österreichischen Monarchie hinausgegangen wird; eine weitere Folge ist auch eine gewisse Ungleichartigkeit der zur Verfügung stehenden Beobachtungen. Abgesehen von zahlreichen Einzelarbeiten, besitzen wir für den österreichischen Teil eine zusammenhängende

Reihe von Darstellungen durch die älteren Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt, während die neueren Arbeiten derselben sich auf den Süden und Südosten beschränken. In ähnlicher Weise liegen für die preußischen Gebiete zwei umfassende und vortreffliche Veröffentlichungen vor, begleitet von geologischen Karten im Maßstabe 1 : 100.000, in welchen der niederschlesische Anteil durch Beyrich, G. Rose und Roth, der oberschlesische durch F. Römer bearbeitet worden ist.[1]) Die neueren Aufnahmen der königl. preuß. Landesanstalt beziehen sich, soweit sie in die Öffentlichkeit gelangt sind, hauptsächlich auf die mittleren Teile des Gebirges. Im Nordwesten, in Sachsen, kann die neue Landesaufnahme als vollendet angesehen werden, aber die Arbeiten greifen leider nur auf eine kleine Strecke sudetischen Gebietes über, nämlich nur auf das verhältnismäßig einförmige Gebiet des Lausitzer Granits.

Die sudetischen Brüche.

Im Gegensatze zum Erzgebirge sind die Sudeten von langen oft in flachem Bogen verlaufenden Brüchen durchschnitten. Sie streichen im großen ganzen gegen Nordwest und treten in dieser Richtung divergierend auseinander. Nach der ganzen Anlage schließt sich im Süden an das System der Brüche die lange Boskowitzer Furche von Senftenberg bis Mährisch-Kromau, welche aus der südsüdöstlichen in die südliche und dann in die südwestliche Richtung allmählich umbiegt. Ihr wird unten eine besondere Besprechung gewidmet.

Von den nordwestlichen Brüchen können hier nur die bedeutenderen hervorgehoben werden. Noch weit außerhalb der Sudeten liegt die bereits erwähnte Verwerfung, welche den Westrand des Eisengebirges bildet und bei Elbe-Teinitz die Elbe erreicht; auch ihrer mutmaßlichen Fortsetzung über die Aufbrüche von Cenoman bei Alt-Prerau bis in den Graben von Melnik wurde schon Erwähnung getan. (S. 179).

In der Nähe des Nordrandes der Boskowitzer Furche unterschied bereits Paul drei Bruchlinien; die erste zieht von Littitz (westlich von Senftenberg), wo die Wilde Adler den hervortretenden Granit durchschneidet, nach Südsüdost gegen Landskron; die zweite ist kürzer und entblößt an ihrem Ostfuße bei Pottenstein südlich von Warnberg den Granit; die dritte, etwa 25 *km* lang, streicht südwestlich von Pottenstein vorüber, zeigt bei Kerhartitz an der Stillen Adler, unterhalb Wildenschwert, das Urgebirge und setzt sich bis in die Gegend von Böhmisch-Trübau fort.[2])

[1]) J. Roth. Erläuterung zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden. Berlin 1867. F. Römer. Geologie von Oberschlesien, Breslau 1870.

[2]) K. M. Paul. Die geologischen Verhältnisse des Chrudimer und Königgrätzer Kreises im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, Bd. XIII, S. 451—461. K. Hinterlechner. Der Gneisgranit und die Dislokation von Pottenstein an der Adler. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 593—613.

Weitere untergeordnete Brüche und Flexuren durchziehen die Kreide, sie sind teilweise von KREJČI beschrieben worden.[1])

Aus der Gegend südöstlich von Josefstadt zwischen den Dörfern Librzitz und Jilowitz beschrieb PETRASCHEK eine Verwerfung, an welcher der Pläner mit einem Fallen von 15—25° gegen Südwest aufgeschleppt ist. Die Störung verläuft nordwestlich und liegt beiläufig in der Fortsetzung jener von Littitz und Geyersberg.[2]) Ihre gedachte Fortsetzung trifft auf die von KREJČI beschriebene Dislokation bei Königinhof, welche die Tonschiefer und Gneise des Zwiczinberges bei Miletin im Norden begrenzt und

Fig. 49. Schichtenkopf der geschleppten Kreide oberhalb des Bahnhofes von Liebenau. Im Hintergrunde zieht der Kreidesandstein das Gehänge hinauf und der helle Fleck im Talgrunde ist ein Steinbruch im Porphyr des Rotliegenden.

sich gegen Nordwesten in das Rotliegende gegen Lewin-Oels fortsetzt. Ihr vorgelagert ist eine Verwerfung in der Kreide, welche von Klein-Bürglitz nördlich von Horzitz gegen Mlasowitz zieht. Seitlich von Jitschin tritt das Rotliegende an den geschleppten Gebirgsrand; bei Eisenbrod nähern sich glimmerige Phyllite und beim Bahnhofe von Liebenau bietet der Elbbruch das schöne und lehrreiche Bild einer großen Flexur, dessen Deutlichkeit vor allem durch die verschiedene Färbung der Gesteine sehr unterstützt wird. An die Phyllite des Jeschken lehnen sich, etwa 30° nordwärts fallend, Sandsteine, Porphyre und Melaphyre und darüber der steil absetzende Schicht-

[1]) Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. Prag 1869, Bd. 1, Abtl. VI, S. 14.

[2]) W. PETRASCHEK. Die Kreideablagerungen bei Opočno und Neustadt im östlichen Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 402—408.

kopf des cenomanen Sandsteines. Sehr scharf gekennzeichnet und durch hellfarbige Felsen oft weithin sichtbar läuft der geschleppte Schichtenkopf der Kreide den Südabhang des Jeschken entlang. Am Trögelsberge bilden die steilgestellten Kreideschichten den Kamm des niederen Rückens selbst; die herabgestürzten Sandsteinblöcke sind auch über den Nordabhang verstreut, während der anstehende Phyllit im Waldboden verborgen bleibt. Von hier an westwärts bildet, abgesehen von den aufgesetzten Vulkanen, die Kreide die höchste Erhebung der böhmischen Umwallung (Fig. 50).

In der Nähe der sächsischen Grenze ändert sich das Bild und die Flexur verwandelt sich in einen gegen Süd überschobenen Bruch, die alten Schiefer legen sich über die umgebogenen Schichten der Kreide und bei Daubitz und Zeidler sind die oft erwähnten, vereinzelten Reste von Jura zwischen Granit und Kreide eingeklemmt.[1]

Fig. 50. Steilgestellter Schichtenkopf des Kreidesandsteines am Kamme des Trögelsberges bei Pankratz.

Die Granitgrenze weicht hier in einer auffallenden Bucht gegen Norden zurück, denn der überschobene Granit ist durch Abtragung von einer halbkreisförmigen Oberfläche von etwa 4 *km* Durchmesser entfernt. Die Tafel von Quadersandstein mit *Inoceramus Brogniarti* tritt von Westen her scheinbar horizontal an den Granit heran, aber unmittelbar am Rande ist ein Streifen des tieferen Cenoman aufgeschleppt; dann folgen Streifen von mitt-

[1] O. Lenz. Über das Auftreten jurassischer Gebilde in Böhmen; Zeitschr. f. d. gesamte Naturwissensch. Neue Folge I, 1870, S. 337—376. Die Fauna wurde von G. Bruder beschrieben. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. LXXXIII, 1888, S. 47—49, u. LCIII, 1886, S. 193—214, Lotos. 1886 u. 1887.

lerem und oberem Jura und knapp an der Granitgrenze wird noch eine mehr als 1 *km* lange Scholle von Rotliegendem sichtbar[1]) (Fig. 51).

In Sachsen wird diese große Dislokation, wie bereits erwähnt wurde, als die „Lausitzer Hauptverwerfung" bezeichnet. Die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse von Granit über Jura bei Hohnstein östlich von Pirna haben schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts eine Reihe von Untersuchungen und Schriften hervorgerufen (Gumprecht, Cotta u. a.). Von hier zieht die Dislokation mit nordwestlicher und westnordwestlicher Richtung weiter, tritt in der Nähe von Pillnitz unterhalb Pirna anscheinend in eine ältere, geradlinig gegen Nordnordwest gerichtete Bruchlinie ein, verläßt sie wieder im Norden von Dresden und nachdem sie aus dem Lausitzer

Fig. 51. Die Bucht von Zeidler. Überschiebung des Granits über Jura und Kreide. *tur* Turon, *cen* Cenoman, *j* Jura, *P* Rotliegendes, γ Granit, β Basalt, I, IX Untersuchungs-Stollen.

Granit in einen Syenitstock übergetreten ist, kann sie bei Oberau unweit Meißen an der aufgerichteten Kreide erkannt werden und verschwindet dann unter der Ebene.

Es sei hier noch auf die große Ähnlichkeit der Erscheinungen bei Hinterhermsdorf und Daubitz mit denen von Voglarn bei Passau hingewiesen, wo ebenfalls Granit gegen Südwest über Jura und Kreide hinweggeschoben ist (S. 7). Hier an der sächsischen Grenze sind besondere Schürfungen angestellt worden, um die Überschiebungsfläche festzustellen; ihre Neigung ist bald vertikal, bald flacher und sinkt selbst auf 15° und sogar auf 12° herab.[2])

---

[1]) O. Herrmann u. R. Beck. Geologische Spezialkarte v. Sachsen. Sektion 86. Hinterhermsdorf—Daubitz.

[2]) Beck. Sektion Königstein—Hohnstein, S. 26.

Das Aufragen der Kreide über den überschobenen Granit, das hier die Regel ist, erklärt BECK[1]) durch Quarzinfiltrationen, welche den Sandstein härter und widerstandsfähiger machen, als der an der Dislokation zertrümmerte Granit. E. BEYRICH hat bereits vor langer Zeit in seiner bekannten Abhandlung über die schlesische Kreideformation die Lausitzer Dislokation mit den Brüchen im Innern der Sudeten verglichen.

Nach der vorhergegangenen Beschreibung ist auf der Strecke zwischen Pottenstein und Miletin die Bruchzone, welche die Sudeten begrenzt, weniger scharf ausgeprägt und streckenweise unterbrochen. Gerade dieser Strecke entsprechend erscheinen hier weiter im Innern einige größere Verwerfungen. Die bedeutendste unter ihnen begrenzt das Carbon von Schatzlar-Schwadowitz gegen die vorlagernde Kreide. Wahrscheinlich steht sie mit

Fig. 52. Überschiebung von Carbon über Kreide am Rande des Schatzlar-Schwadowitzer-Steinkohlengebietes nach A. WEITHOFER.
Sch Schatzlarer Schichten, *Sw* Schwadowitz-Radowenzer Schichten, *H* Hexenstein-Arkosen, *R* Rotliegendes, *K* Kreide.

dem Abbruche des Adlergebirges in Zusammenhang, der über Straußenei heraufzieht. Bei Cudowa wurde sie von MICHAEL nachgewiesen[2]) und bei Hronow an der Mettau, nördlich von Nachod, ist sie nach WEITHOFER so mächtig und der Nordostflügel über den Südwestflügel so stark überschoben, daß der Bergbau unter dem Carbon die Kreideformation angetroffen hat.[3]) Weiter gegen Nordwest lehnt sich die Kreide erst an das Carbon und dann an das Rotliegende und 25 *km* von Hronow gegen Schatzlar scheint der Bruch erloschen zu sein. Dieser Bruch kann als eine dritte Hauptlinie neben dem Randbruche des Eisengebirges und dem Elbbruche betrachtet werden.

[1]) GUMPRECHT. Beiträge z. geogn. Kenntnis einiger Teile Sachsens und Böhmens. 1835, Taf. XI, Fig. 12.

[2]) R. MICHAEL. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1893.

[3]) K. A. WEITHOFER. Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLII, 1897, S. 455—478.

Im Innern der Sudeten ist es schwieriger, diese Linien zu erkennen, sobald dieselben innerhalb des Urgebirges liegen, in vielen Fällen aber sind an ihnen Sedimente, namentlich die Kreide, zur Tiefe gesunken und in Gräben als lange Streifen erhalten. Dann tritt das bereits von Beyrich geschilderte tektonische Bild deutlich hervor. Einem Teile dieses innern Bruchsystems hat Leppla eine sehr eingehende Schilderung gewidmet.[1])

Bei Schildberg in Mähren beginnt eine schmale grabenförmige Versenkung; steilgestellte Tone der Kieslingswalder-Schichten (Senon) und turoner Pläner tauchen aus der diluvialen Lehmniederung im Norden der Stadt.[2]) Über Grulich und Mittelwalde nordwärts ziehend erweitert sich der Graben. Die Breite beträgt bei letzterem Orte fast 6 *km*, bei Habelschwerdt aber, weiter im Norden, bereits 11 *km*. Dieser große Graben, beiderseits von scharfen meridionalen Brüchen begrenzt, wird die Neiße-Senke genannt. Von Habelschwerdt nordwärts fügen sich an die nordsüdlichen noch schräge durchschneidende, westnordweststreichende Brüche; sie umfassen zuerst einen beiläufig ebenso breiten Graben, der als die abgelenkte Fortsetzung der Neiße-Senke gelten kann, im Nordwesten aber gegen die hochliegende und wenig gestörte Scholle der Heuscheuer (919 *m*) allmählich auszuflachen scheint. Der Übergang von der nordsüdlichen Richtung der Neiße-Senke in die westnordwestliche der Heuscheuer wird überdies durch nordwestliche Brüche vermittelt, welche den nördlichen Teil des Habelschwerdter Gebirges und die Hohe Mense begrenzen und beiläufig dem Bruche von Hronow parallel sind. Sekundäre Brüche durchsetzen überdies das Innere des Kreidegebietes. Von allen diesen Brüchen dürfte der östliche Randbruch der Neiße-Senke der bedeutendste sein; Leppla schätzt seine Sprunghöhe auf 600—700 *m*.

Die etwa 15 *km* lange Kreidemulde von Lähn nördlich von Hirschberg ist nach Beyrichs und Kunths Beschreibung ebenfalls ein typischer, nordwestlich streichender Graben mit steil aufgebogenen Rändern.[3]) Dieselbe Erscheinung wiederholt sich an dem Saume der größeren Mulde von Löwenberg und ebenso auch an dem aus Muschelkalk und Zechstein bestehenden Rande der Mulde von Hermsdorf südlich von Goldberg. Die beiden letzteren Grabensenkungen stehen in Verbindung mit dem weiten Kreidegebiete bei Bunzlau und Naumburg. Aber noch viel weiter draußen, bei Wehrau am Queiß nordwestlich von Bunzlau, haben Dechen und Beyrich mitten in der Ebene 70—80° gegen Süden fallend Muschelkalk und Kreide angetroffen. Es ist der steil aufgerichtete Nordostrand einer Senkung, welche die Mulden von Hermsdorf und Löwenberg fortsetzt und beweist,

---

[1]) A. Leppla. Geologisch hydrologische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanst., Neue Folge, Heft 32, 1900.

[2]) E. Tietze. Geognostische Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1902, S. 681.

[3]) A. Kunth. Über die Kreidemulde von Lähn in Niederschlesien. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XV, 1863, S. 714.

daß die Grabenbrüche der Sudeten noch weit unter die norddeutsche Ebene hinauslaufen (s. Abschnitt I, S. 13).

Viel gewaltiger endlich als die bisher betrachteten Senkungen, ist der sudetische Randbruch, welcher von Jauernig und Reichenstein, bis in die Gegend von Jauer und Goldberg das ganze sudetische Gebirge abschneidet und unter die Ebene versinken läßt. Sein genaues Alter ist nicht bekannt, doch sind tertiäre Braunkohlen seinem Fuße angelagert und allem Anscheine nach jünger als der Bruch. Es ist bemerkenswert, daß alle bisher erwähnten Gräben südlich von der nordwestlich fortgesetzten Richtung dieses Hauptbruches liegen und daß innerhalb der zahlreichen Kuppen nördlich von demselben keine mesozoischen Schollen und auch keine Anzeichen von Gräben bekannt sind.

Die westlichen Sudeten, Granite der Lausitz.

Innerhalb der Gebirgsgruppen vom Elbbruche im Westen bis an die Einsattlung von Landeshut im Osten und bis an die Linie Lauban-Kupferberg, d. i. bis an die Südgrenze des Bober-Katzbachgebirges, lassen sich vor allem zwei gesondert hervortretende geologische Einheiten unterscheiden, nämlich das Lausitzer-Gebirge im Westen und das Riesengebirge im weiteren Sinne im Osten. Das Lausitzer-Gebirge besitzt geringe absolute Höhe und ziemlich ruhiges Relief. Das Riesengebirge bildet dagegen im Verein mit dem Isergebirge, dem Iserkamm und dem Jeschken einen mehr einheitlichen und hochaufragenden Gebirgsstock, von welchem die Täler mehr oder minder strahlenförmig ausgehen.

Die ausgedehnten Granitvorkommnisse der Westsudeten haben im Jahre 1849 G. Rose den Anlaß geboten, den durch dunkeln Glimmer ausgezeichneten Granit, welcher den Hauptstock des Riesengebirges zusammensetzt, unter dem Namen Granitit von dem zweiglimmerigen oder eigentlichen Granit abzutrennen. In neuerer Zeit hat aber Milch gezeigt, daß der Muskowit größtenteils sekundären Ursprungs ist, daß Granit und Granitit dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen und daß daher die Abgrenzung eine unsichere ist.[1]) Trotzdem ist die Unterscheidung hier vorläufig aufrecht erhalten worden und zwar weil die Erfahrung gelehrt hat, daß die Beobachter seit der Zeit G. Roses in der Natur stets Granitit und Granit zu trennen im stande gewesen sind und daß der Granit im engeren Sinne sich sowohl in seinen landschaftlichen Formen, als auch in seiner technischen Verwendbarkeit vom Granitit unterscheidet.

Das ganze weite Lausitzer Gebirge von der Elbe bis Görlitz ist der Hauptsache nach nur ein großes Granitgebiet, da und dort bedeckt von den jungen Bildungen der Ebene, welche von Norden her mit unregelmäßigen Umrissen zwischen die einzelnen Kuppen hereintritt und oft über-

[1]) L. Milch. Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beilagebd. XII, 1899. S. 115—237 u. Beilagebd. XV, 1902, S. 105—204.

ragt wird von vereinzelten Basalt- oder Phonolithbergen. Die neuen sächsischen Aufnahmen haben gegen Norden Spuren einer Grenze gegen auflagernde mutmaßlich silurische Sedimente nachgewiesen und Bruchstücke solcher Gesteine werden vom Granit umschlossen. Nach HERRMANNS Angaben läßt sich diese Grenze von Radeburg nordöstlich von Dresden gegen Nordost nach Königsbrück ziehen; von da tritt sie südwärts vor gegen Bischofswerda, umfaßt Bautzen, abermals in weitem Bogen zurückweichend, und läuft dann mehr geschlossen einen zweimaligen Bogen beschreibend ostwärts nach Görlitz.[1]) Manche Gesteine, die ältere Beobachter hier als Gneis bezeichnet haben, sind als durch Druck veränderte Granite erkannt worden.

In den Graniten der Lausitz werden drei hauptsächliche Varietäten unterschieden; nämlich der mittelkörnige Lausitzer Granitit, welcher dem Granitit des Riesengebirges gleichgestellt werden kann, der zweiglimmerige kleinkörnige Lausitzer Granit und der grobkörnige Rumburger Granitit. Der Granitit herrscht im Norden und im Osten des Lausitzer Gebirges und ihm gehören die reichen, stellenweise bis zu 25 *m* mächtigen Kaolinlager der Gegend von Bautzen an, ebenso die ausgedehnte Steinbruch-Industrie, welche weit und breit die Städte versorgt. Der Granit im engeren Sinne oder Zweiglimmergranit bildet vorwiegend die Berge im Westen und Südwesten. Seine Oberfläche ist, wie jene des Granitits, mit den bezeichnenden Blöcken überstreut.

Der Rumburger Granitit, durch sein gröberes Korn und die blaugraue vom Quarze stammende Farbe gekennzeichnet, ist weniger verbreitet; er zeigt sich nur im Süden des Lausitzer Gebirges, von Schönlinde und Rumburg gegen das Tal der Görlitzer Neiße und jenseits derselben gegen Reichenau.

Mitten im Granit, bei Selfhennersdorf, zwischen Rumburg und Warnsdorf, liegt auf der granitischen Unterlage ein kleines tertiäres Braunkohlenbecken. Zahlreiche Kegel von Basalt und Phonolith setzen vom Mittelgebirge her über den Granit weit fort gegen Nord und Nordost.[2])

Sehr wichtig ist der Umstand, daß die ältere tertiäre Braunkohlenbildung, welche durch ganz Schlesien den nördlichen Fuß der Sudeten begleitet und an der Wittig unterhalb Friedland nach Böhmen hereintritt, sich an der Neiße quer über das Gebiet des Lausitzer Gebirges bis Grottau

[1]) O. HERRMANN. Die wichtigsten Resultate der neuen geologischen Spezialaufnahmen in der Oberlausitz im Vergleich mit älteren Ansichten; Vortrag vor der Naturforschenden Gesellschaft in Görlitz. Abh. d. Ges. XXI, 1895.

[2]) J. HAZARD hat den Versuch gemacht, aus dem Umstande, ob die Basalte Olivin oder Hornblende führen, zu erkennen, welche Basalte als Lavadecken und welche als wahre Ausbruchstellen anzusehen seien. Über die petrographische Unterscheidung von Decken und Stielbasalten in der Lausitz; Tschermaks Min. Mitt. Neue Folge. Bd. XIV, 1895, S. 297—310. Veränderte Einschlüsse im Basalt beschrieb C. v. JOHN. Über Gabbro und Granititeinschlüsse im Basalt von Schluckenau in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. Bd. LII, 1902, S. 141—162.

in Böhmen fortsetzt.[1]) Wie dies unter der norddeutschen Ebene die Regel ist, sind auch die Flötze von Grottau gefaltet. An anderen Orten ist die Faltung der Bewegung des nordischen Eises zugeschrieben worden und es wird sich unten zeigen, daß das nordische Eis tatsächlich bis in diese Gegend gereicht hat. Auf der ganzen Strecke von der norddeutschen Ebene über Zittau bis über die böhmische Grenze bei Grottau, war schon zur Oligocänzeit das Lausitzer Gebirge zwar durch den gemeinschaftlichen granitischen Untergrund ausgezeichnet, aber nicht als ein Gebirge im orographischen Sinne vorhanden. Die Unterbrechung ist nicht tektonisch, sondern ist einer alttertiären Abtragung zuzuschreiben.

Das Riesengebirge.

Ein erster Blick auf die geologische Karte zeigt einen inneren aus Granitit bestehenden Kern, welcher das Isergebirge und den größten Teil des eigentlichen Riesengebirges, doch ohne die Schneekoppe, zusammensetzt, und eine äußere Umwallung, bestehend aus Gneis und alten Schiefern mit vereinzelten Vorkommnissen von Granit. Dieser äußere Gürtel, bei Kupferberg beginnend, bildet den Zug der Schneekoppe und das von hier gegen Freiheit und Hohenelbe abdachende Gebirge, dann das Jeschken-Gebirge samt den Höhen von Kratzau und die Kuppen, die über Friedland nach Raspenau führen, ferner den Iserkamm im Norden mit der Tafelfichte und den ganzen breiten nördlichen Abdachungen und Ausläufern bis gegen Greifenberg und ostwärts bis Hirschberg. Diese aus sehr verschiedenen Gesteinen bestehende Umwallung ist in ihrem Baue viel selbständiger gegenüber dem Granitit, als der erste Blick vermuten läßt.

Der Granitit bildet eine von West nach Ost gestreckte, aus der Nähe von Kratzau bis in die Nähe von Kupferberg ausgedehnte Masse, welche durch eine sanduhrartige Einschnürung bei Harrachsdorf in zwei ziemlich gleich große Massen, das Isergebirge im Westen und das Riesengebirge mit den Graniten von Warmbrunn und Schmiedeberg im Osten, geteilt ist. Nahe westlich von dieser Einschnürung fließt die Iser quer über den Granititstock. Die westliche Hälfte des Gebirges erhebt sich nur an wenigen Stellen über 1000—1100 *m*; die östliche ist viel höher und bildet namentlich den Kamm, welcher vom Reifträger (1362 *m*) die Quellen der Elbe im Norden umfassend, über das Hohe Rad (1506 *m*) und die beiden Sturmhauben (1424—1442 *m*) zum Mittagsstein (1485 *m*) zieht. Es wurde bereits erwähnt, daß der höchste Punkt des Gebirges, die Schneekoppe (1603 *m*), nicht dem Granitstocke, sondern der südlichen Umrandung angehört.

Die östliche Hälfte des Stockes, obwohl die höhere, ist durch einen großen und unregelmäßig umgrenzten Einsturz, den Hirschberger Kessel, unterbrochen, welcher etwa 1000 *m* tiefer liegt als der Kamm des Granititgebirges; nachträgliche Erosion hat hier offenbar in einem gesenkten und

[1]) F. Katzer. Die Grottauer Braunkohlenablagerungen in Nordböhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. XLV, 1877.

durch zahlreiche sich kreuzende Klüfte und Verwerfungen der Zerstörung leichter zugänglichen Gebirgsteil einen breiten Talknotenpunkt ausgetieft.[1]) Vom Gebirge ausgehende Hügelketten teilen das gesenkte Gebiet in die Niederungen von Warmbrunn, von Schmiedeberg und von Kupferberg. Bei Schmiedeberg tritt sogar die südliche Umrandung des Granitits, hier Gneis und Glimmerschiefer, bis knapp an den Rand der Senkung. Glaziale Bildungen verschiedener Art, vielleicht auch schon tertiäre Sedimente sind vom Norden her in den Kessel eingedrungen.

Außerhalb dieser Senkung ist die Grenze des Granititstockes an mehreren Orten von Kontaktbildungen begleitet, welche beweisen, daß der Granit in seiner Gesamtheit als ein intrusiver Batholith aufzufassen ist, jünger als die an die variscische Faltung gebundenen Gesteine und in dieser Hinsicht ganz analog den großen und kleinen Granitstöcken des Erzgebirges.[2]) Auf der Höhe des Riesengebirges läuft die Kontaktlinie von der Schwarzkoppe unter der Schneekoppe hin, über den Brunnberg und den Ziegenrücken, nördlich vom Krkonosch, quer durch die große Kesselgrube gegen Harrachsdorf, wo die Erscheinungen am schönsten und deutlichsten ausgeprägt sind. Auf dieser ganzen Strecke trifft man kleine aufgelassene Kiesbergbaue, ferner Fruchtschiefer, Knotenschiefer oder Andalusitschiefer.

Den südwestlichen Teil der Umrandung von Tannwald über Gablonz, etwas westlich von Reichenberg und bis in die Nähe von Kratzau bildet eine lange und schmale Zone von Granit, der von Rose dem Rumburger Granit gleichgestellt wurde. Anfangs erhebt sich dieser Gürtel von Granit als selbständiger Rücken über den tiefer liegenden Granitit empor und erreicht im Schwarzbrunner Berge östlich von Gablonz die Höhe von 873 *m*; bei Reichenberg ist er aber zum größten Teile in der Mulde begraben, welche die Stadt vom Jeschken-Gebirge trennt. Jokély hat die Fortsetzung des Gürtels noch über Kratzau hinaus und südlich von Raspenau verfolgt; im Wittigtale ist er noch in der Breite von 400 *m* bloßgelegt. Aber auch außerhalb dieses Gürtels und entfernter vom Granitit, trifft man im Gneis auf zahlreiche kleinere und größere Intrusivmassen und Gänge von Granit bis weit hinaus in das Hügelland von Friedberg.

Im Norden fällt der Granitit in steilen felsigen Schluchten ab gegen das Wittigtal bei Raspenau und Liebwerda; dann fällt seine Grenze auf eine längere Strecke mit dem Fuße des Südabfalles des Großen Iserkammes zusammen. In dessen östlichstem Teile, oberhalb Schreiberhau, finden sich nach Gürich wieder Andalusit-Glimmerschiefer und Andalusit-Hornfelse. Bei Hirschberg tritt eine mächtige Granitmasse hervor, welche sich in nordwest-

[1]) Gürich. Geologischer Führer in das Riesengebirge, 1900, S. 8. Dathe. Schles. sudet. Erdbeben. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanst., 1898, S. 243.

[2]) Viele diesbezügliche Angaben bei Gürich l. c. S. 260, 268 u. a. a. O., für den Osten gibt Rose viele Angaben in Roth. Erläut. z. geolog. Karte v. Niederschlesien. Die Umgrenzung des Isergebirges und die ganze Südgrenze beschrieb Jokély im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1859, S. 370 u. 1861, S. 401 ff.

licher Richtung von der Umgrenzung des Granitstockes entfernt. Die Erzvorkommnisse von Kupferberg am Ostrande des Hirschberger Kessels sind der Kontaktzone zuzurechnen.

So ist der intrusive Granitstock des Riesengebirges nach allen Richtungen ziemlich scharf gegen das umliegende Gebirge abgegrenzt; er selbst aber ist wieder von jüngeren Eruptivgesteinen, von Basalt und Porphyr durchbrochen. Drei oder vier anscheinend parallel gegen Nordost streichende Porphyrgänge durchschneiden zwischen dem Mittagstein und dem Hohen Rad den Kamm des Riesengebirges und sind auch in der Tiefe des Hirschberger Kessels sichtbar. Sehr merkwürdig sind die vom Relief völlig unabhängigen, weithin verstreuten Vorkommnisse von Basalt. Man trifft Basalt anstehend an der Westseite der kleinen Schneegrube nicht gar weit unter dem hier 1380 *m* hohen Kamme des Riesengebirges und ebenso tief unten bei Warmbrunn im Hirschberger Kessel. In der Natur sind solche Vorkommnisse wahrscheinlich noch viel zahlreicher, als sie bereits auf den geologischen Karten verzeichnet sind, und in Reichenberg konnten bei den neuen Bauten der letzten Zeit im Boden dieser Stadt allein zwei Gänge von Nephelin-Basalt und ein Gang von Melaphyr beobachtet werden.[1])

An den großen Intrusivstock tritt an einer Stelle Tonschiefer heran, an einer anderen Glimmerschiefer und an einer dritten wieder Gneis. Schon dadurch verrät sich die Selbständigkeit des Granits gegenüber seiner Umrandung; noch deutlicher tritt dieselbe in der abweichenden Streichungsrichtung der Schieferhülle hervor und sie kann schon aus den Hauptzügen des Baues erkannt werden, wenn auch heute eine völlig klare Übersicht aller Einzelheiten des Gebirgsbaues kaum noch möglich ist.

Wir wollen zunächst das Jeschken-Gebirge ins Auge fassen.[2]) Ein ziemlich breites Gebiet von Phyllit und Schiefer, öfters als das Eisenbroder Gebirge bezeichnet, nimmt den Raum ein zwischen den granitischen Schwarzbrunner Bergen bei Gablonz und dem Elbbruche; im Osten wird es von der Iser und der Kamnitz, im Westen von dem tiefen Auswaschungstale des Mohelkabaches bei Reichenau durchschnitten; dasselbe Schiefergebirge setzt sich unter dem Namen des Jeschken als bedeutender Rücken gegen Nordwesten fort. Jenseits des Jeschkengipfels (1010 *m*) teilt es sich in zwei Kämme; der westliche setzt über den Kalkberg und den Trögelsberg die Richtung des Jeschken bis südlich von Grottau fort; während der östliche Teil mit unbestimmten Umrissen westlich von Kratzau in das niedrige Hügelland übergeht.

Phyllitische Schiefer in Begleitung von Quarzschiefern, von grauem Kalkstein und von Grünsteinen bilden den größten Teil des Jeschken-Gebirges,

[1]) J. Gränzer. Beiträge zur Geologie der Umgebung Reichenbergs. Mitt. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg, XXXI, 1900

[2]) J. Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. X, 1859, S. 384. Fritsch und Laube. Geolog. Karte von Böhmen. II. Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. X, 1895, S. 1—11.

aber im Norden stellen sich graugrüne aphanitische Schiefer ein, deren Übereinstimmung mit den azoischen Schiefern des mittleren Böhmen schon öfters betont wurde. Am Kalkberge unweit der Straße von Pankratz nach Kratzau sind in großen Steinbrüchen hellgraue und dunkle Kalke von paläozoischem Habitus aufgeschlossen und am nördlichen Abfalle des Trögelberges hat FRITSCH Crinoidenglieder und ein spiral gewundenes und gekammertes Fossil gefunden.[1]) Über das paläozoische Alter dieses nördlichen Teiles des Jeschkenzuges kann somit wohl kein Zweifel bestehen und man darf hoffen, daß weitere Funde darüber Aufschluß bringen werden, ob etwa nähere Beziehungen zu den silurischen Ablagerungen im Elbtalgebirge vorhanden sind.

Nur der westlich von Kratzau ausflachende Teil des Jeschken-Gebirges besteht vorwaltend aus Gneis, der jedoch wegen seiner Lagerung und wegen eingeschlossener Schollen von azoischem Schiefer von JOKÉLY, wie von LAUBE für ein durch Druck verändertes granitisches Eruptivgestein gehalten und von dem Gneis von Liebwerda und von der Tafelfichte streng gesondert wird.[2])

In erster Linie verdankt das Jeschken-Gebirge seine heutige Gestalt dem Absinken des Elbtal-Gebietes an dem Elbbruche. Es ist als ein langes und schmales Bruchstück der Umrandung des Granititstockes und zugleich als ein Ausschnitt aus dem variscischen Bogen zu betrachten. So erklärt es sich, daß die Falten, sowohl der phyllitischen Schiefer als auch der paläozoischen Sedimente im Norden, die nordwestliche Kammrichtung des Jeschken-Gebirges schräge gegen Ostnordost durchschneiden. Der Jeschkengipfel selbst besteht aus steil eingefalteten Quarzitschiefern mit demselben Streichen und nur knapp am östlichen Rande des Gebirges bemerkte JOKÉLY eine Ablenkung des Streichens gegen Nordwest, welche vermutlich durch die Nähe des Granititstockes hervorgerufen wird.

Die älteren kristallinischen Schiefergesteine des Riesengebirges.

Zwei große Massen von Gneis und Glimmerschiefer, begleitet von Hornblendegesteinen, sind — die eine im Norden, die andere im Süden — dem Granititstocke des Riesengebirges angelagert. Die südliche Masse dehnt sich im Gebiete des Oberlaufes der Elbe und der Aupa südwärts bis Schatzlar, Freiheit und Hohenelbe aus. Von den Phylliten des Eisenbroder Gebirges im Westen ist sie bis jetzt noch nicht scharf oder doch nicht in übereinstimmender Weise abgetrennt worden. Im Schmiedeberger Kamm erreicht sie den südlichsten Rand des Hirschberger Kessels, umfaßt noch einen Teil des Landeshuter Kammes und sendet gegen Norden nach Kupferberg noch einen schmäleren Ast, der den Granitstock auch gegen Osten abgrenzt. Nach JOKÉLY legt sich auf der Strecke Spindelmühle—Schneekoppe noch ein schmälerer Streifen von kontaktmetamorphem Phyllit zwischen Gneis

---

[1]) A. FRITSCH. Petrefakten aus dem körnigen Kalke von Pankratz bei Gabel. Archiv f. naturwiss. Landesdurchf., T. 2, Prag 1896, S. 257—59.

[2]) G. LAUBE. Über das Auftreten von Protogingesteinen im nördlichen Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 343—346.

und Granitit; aber gerade hier wird durch die Kontaktveränderung des Phyllits die Trennung von Phyllit und Glimmerschiefer erschwert.

Die nördliche Gneismasse, noch ausgedehnter als die südliche, erhebt sich bei Raspenau und bei Liebwerda aus der Niederung von Friedland und aus dem Wittigtale. Ihr gehört die Tafelfichte an, ferner der Iserkamm und der westliche Rand der Senkung bei Warmbrunn. Im Norden grenzt sie an die Ebene bis Seidenberg, Marklissa und Greifenberg und wird weiter im Osten bis in die Nähe von Hirschberg von den paläozoischen Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges bedeckt. Im Süden und im Norden nimmt das archäische Gebirge in der Richtung gegen den Granitit an Höhe zu und die höchsten Gipfel liegen in der Nähe der Ränder.

Die Zusammengehörigkeit der beiden Gneisgebiete hat Justus Roth bereits im Jahre 1867 richtig erkannt. „Die Übereinstimmung der kristallinischen Schiefer nördlich und südlich des Granits an den Grenzen," schreibt derselbe, „gehört nicht der gleichmäßigen Umänderung durch den Granit an, sondern der ursprünglichen Gleichheit der Massen, welche durch den eruptiven Granit getrennt und so weit geschoben wurden, daß sie heute ihm zunächst bei nahe westöstlichem Streichen auf beiden Seiten von ihm abfallen, d. h. mit nördlichem Fallen an der Nordseite, mit südlichem Fallen an der Südseite des Granits, wobei es freilich an lokalen Abweichungen nicht fehlt."[1])

Bei dieser Auffassung entsteht nur die Frage, ob und bis zu welchem Grade der eindringende Granitit die ältere Gebirgsdecke zu „schieben" im stande war, oder mit anderen Worten, bis zu welchem Grade die ohne Zweifel ältere variscische Faltung durch das Eindringen des Granitits beeinflußt worden ist. Schon im Erzgebirge sind wir der Frage nach der aktiven Einwirkung der Intrusivmassen auf den Gebirgsbau begegnet und haben bemerkt, daß sie dort die allgemeinen Faltenzüge nur auf geringe Entfernung abgestaut haben. Das Riesengebirge ist jedoch zur Prüfung dieser Frage weniger geeignet, weil hier die ostwestlich gestreckte Achse des Granititstockes nahe mit dem Streichen der variscischen Falten zusammenfällt. Wenn man, einem älteren Gebrauche folgend, die Richtung der westlichen Hälfte des variscischen Bogens als die erzgebirgische und die östliche als die sudetische ins Auge fassen will, sieht man leicht, daß das Jeschken-Gebirge noch dem erzgebirgischen Teile des Bogens zuzuzählen wäre und daß diese Richtung im Norden und Süden des Granititstockes in die ostwestliche Richtung übergeht und derart den Übergang zu der sudetischen Richtung vermittelt.

Bei Raspenau, im nordwestlichen Teile des Riesengebirges, ist dem Gneis ein Zug von Glimmerschiefer mit vorherrschendem Streichen nach Stunde 5 eingeschaltet; er durchzieht in seiner Fortsetzung die ganze Gneismasse nördlich von der Tafelfichte und dem Kemnitzkamm über Hernsdorf,

[1]) J. Roth. Erläuterungen, S. 5.

Querbach, Hindorf bis Voigtsdorf am Rande des Hirschberger Kessels, sein Streichen wechselt von Stunde 6 und 7 zu 8 und bei Voigtsdorf ist es rein südöstlich gegen Stunde 9 gerichtet. Dieser Zug beschreibt daher in der Tat einen nach Nord konvexen Bogen, welcher im großen der nördlichen Umrandung des Granitits einigermaßen entspricht, wenn auch vielleicht nach den vorliegenden Beobachtungen die Mitte des Scheitels etwas nach West, d. i. gegen das Wittigtal gerückt ist. Im Osten, am Schwarzen Berge bei Schreiberhau, ist eine zweite Scholle von Glimmerschiefer zwischen Gneis und Granitit eingeschaltet; sie gehört allem Anscheine nach zu dem großen südlichen Glimmerschiefergebiete, von welchem sie durch den Granitit losgetrennt ist.

In dem südlichen Gebiete ist die Lagerung bei weitem nicht so regelmäßig. Zwischen das normale Streichen schalten sich völlig abweichende fast nordsüdliche Richtungen ein. Neben mehreren kleineren tritt besonders eine große Gneisinsel hervor, welcher der Schwarzenberg (1299 *m*) westlich von Marschendorf angehört. An der Westseite der Aupa setzt sich der Gneis gegen Norden fort und steht wahrscheinlich mit dem Gneiszuge in Verbindung, welcher den Schmiedeberger Kamm am Ostrande des Granititstockes bildet. Im Aupatale vom Schwarzen Berge aufwärts und östlich davon im Rehorngebirge herrscht ein Streichen in Stunde 10—12. Dieselbe Wendung vollzieht sich auch in der Nähe des Granitits. An der Schneekoppe wird noch Stunde 3 angegeben und östlich davon bei der Schwarzen Koppe Stunde 12—1½. So wendet sich ein beträchtlicher Teil des archäischen Gebirges an der Ostseite der Granititmasse gegen Nord; aber gerade hier nordwärts von Kupferberg treten Hornblendeschiefer auf, wie man sie sonst im Riesengebirge nicht sieht und von Landeshut her legt sich Culm unmittelbar auf diese Felsarten.

Im Süden dieses Gneisgebietes wird aber dieses auffallende Umschwenken gegen Norden verwischt. Bei Hohenelbe, Schwarzental und Freiheit herrscht noch nahezu ostwestliches Streichen; aber weiter im Osten bei Trautenbach südlich von Schatzlar, d. i. in der südöstlichsten Ecke dieses kristallinischen Gebietes, wird Stunde 2 angegeben. Hier entspricht das Streichen dem äußeren Rande des Rehorngebirges und hier beginnt zugleich der große Bruch von Hronow (S. 258). Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß dieses Gebirgsstück unterirdisch zusammenhängt mit den kristallinischen Vorlagen des Adlergebirges und daß das Verbindungsstück an der Dislokation von Hronow abgesunken und unter dem Rotliegenden von Trautenau und unter der Kreide von Josefstadt verborgen ist. Es taucht auch in der Tat an mehreren Punkten unter dem Rotliegenden hervor. Eine der bedeutendsten Inseln ist der bereits erwähnte, von Brüchen begrenzte Zwiezinberg (671 *m*) nordwestlich von Königinhof. Er überragt um etwa 300 *m* den größten Teil der Umgebung und besteht nach Krejči aus einem gneisartigen Gestein, welches in Phyllit eingelagert ist; die höchsten Gipfel bilden quarzitische Gesteine mit nordwestlichem Streichen.

Die östlichen Sudeten, paläozoische Außenzone.

Wir wollen vorläufig nicht dem Streichen folgen, das bei Schatzlar in südöstlicher Richtung von den westlichen zu den mittleren Sudeten hinüberführt. Der sudetische Hauptbruch, der Bruch von Hronow und die inneren Brüche haben hier das innere sudetische Bogenstück in lange streifenförmige Trümmer, zerlegt und um den etwas verwickelten Gebirgsbau zu deuten, müssen wir weiter im Osten beginnen, wo der äußere Bogen sich auf eine zusammenhängende größere Strecke überblicken läßt.

Eine Linie, welche von Zuckmantel gegen Süd etwas westlich von Würbental und Römerstadt vorbei über Eulenburg und Müglitz quer über das Nordende der Olmützer Bucht gezogen wird, teilt die östlichen Sudeten in zwei beinahe gleich große Stücke. Sie entspricht zugleich dem vorherrschenden Streichen der Gesteine. Der östliche Teil, durch die Bucht von Olmütz unterbrochen, bildet die paläozoische Außenzone. An der Zusammensetzung des westlichen Teiles nehmen kristallinische Schiefer und Granit den hauptsächlichsten Anteil; die letzteren sowie die Horste der mittleren Sudeten sollen später betrachtet werden.

Die Mannigfaltigkeit des östlichen Teiles ist viel geringer als die des westlichen. Die zahlreichen älteren Veröffentlichungen über denselben sind zum großen Teile überholt durch das Erscheinen mehrerer Blätter der Spezialkarte der k. k. geologischen Reichsanstalt.[1] Das ganze Gebiet wird fast ausschließlich von Devon und Culm eingenommen. Das Devon besteht aus dem wenig mächtigen unterdevonischen Quarzconglomerat, Quarzsandstein und Schiefer, aus dem mitteldevonischen Kalkstein und einem nur wenig ausgeprägten, wahrscheinlich stellenweise durch sogenannten Kramenzelstein vertretenen Oberdevon. Durch Tietze wurde gezeigt, daß sehr ausgedehnte Gebiete von Sandsteinen, Schiefern und Grauwacken, welche früher dem Devon zugezählt wurden, dem Culm angehören und daß dieser dem Devon diskordant auflagert.

Das Devon bildet in der Tat nur an der Ostseite der unten besprochenen großen Brünner Eruptivmasse eine größere zusammenhängende Zone von etwa 18 *km* Länge und etwa $3^1/_2$ *km* Breite. Sonst ragt es nur in langen, schmalen und unterbrochenen Zügen aus der allgemeinen Decke von Culm hervor, in welchen daneben auch Phyllite und noch ältere Felsarten sichtbar werden. Tietze hat diese Verhältnisse in der Umgebung von Olmütz beschrieben. Hier werden drei gegen Nordnordost streichende Züge von Devon im Culm sichtbar. Der erste zieht schräge über den nordwestlichen Teil der Bucht und ist von Phyllit begleitet, ebenso wie der zweite, welcher, von Südwesten kommend, die March westlich von Littau erreicht. Der dritte Zug, nur in vereinzelten Kuppen aus dem tertiären Lande der Bucht von

[1] E. Tietze. Blatt Z. 6, Col. XVII, Freudenthal u Z. 5, Col. XVI, Olmütz. L. v. Tausch. Z. 18, Col. XVI, Proßnitz und Wischau u. Z. 8, Col. XV, Boskowitz und Blansko. Herausg. v. d. geolog. Reichsanstalt 1898.

Olmütz aufragend, begleitet den äußeren Rand der Bucht und es treten hier neben Devon und Phyllit auch kleine Kuppen von Granit und Gneis zu Tage. In der Stadt Olmütz selbst wurde Granit erbohrt. Diese Züge sind daher ohne Zweifel als tektonische Linien, vielleicht als Antiklinalen aufzufassen, auf welchen die Unterlage des Culm sichtbar wird.[1])

Ergüsse von Diabas und dann sogenannte Schalsteine, nämlich die tuffartigen Produkte submariner Eruptionen, zumeist vermengt mit kalkigem und tonigem Sediment, sind bezeichnend für das Devon der Sudeten und auf manchen Strecken ermöglichen nur diese Einlagerungen die Unterscheidung vom Culm.[2]) Schon F. Römer hat ihr Auftreten in Verbindung mit dem Devon bei Bennisch und die langen Züge von Culmschiefer beschrieben, auf welchen die Dachschieferindustrie Mährens betrieben wird. Diese erstrecken sich bis an den Rand des Gebirges bei Troppau, Jägerndorf und Hotzenplotz und enthalten eine prachtvolle Landflora in Begleitung von litoralen Seetieren.[3])

Nahe südlich von der Landecke bei Hultschin treffen die Culmschiefer mit den tiefsten flötzführenden Carbonschichten von Ostrau zusammen. Über ihr gegenseitiges Lagerungsverhältnis sind die Meinungen noch geteilt. Nach Camerlander und Tietze ist der östliche Teil des Culm hier gegen West geneigt und die flötzführenden Schichten sind mit östlicher Neigung diskordant angelagert, während sich Jičínsky nach den Erfahrungen im Bergbau für eine konkordante Auflagerung ausspricht.[4])

Der paläozoische Bogen der Sudeten wird in seiner ganzen Breite quer durchschnitten von der Olmützer Ebene. Kein Bruch bezeichnet die Ränder dieser Niederung, welche von der March durchströmt wird und es hat den Anschein, als ob die Bucht allein durch Erosion erzeugt wäre. Ihre Ausfüllung besteht vornehmlich aus marinen Tonen und Sanden mit miocänen Fossilien.[5])

[1]) Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1893, S. 399—566. Die Fortsetzung der äußeren Zone gegen Südwest wurde von Tausch auf dem Blatte Proßnitz nachgewiesen.

[2]) A. Pelikan. Über die mähr.-schles. Schalsteinformation; Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CVII, 1898, S. 547—608.

[3]) F. Römer. Geologie von Oberschlesien, S. 47; Ettingshausen. Fossile Flora des mähr.-schles. Dachschiefers; Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien XXV, 1865 u. D. Stur. Die Culmflora des mähr.-schles. Dachschiefers. Abh. d. geolog. Reichsanstalt Bd. VIII. 1875—77. — Eine Exkursion in die Dachschieferbrüche Mährens und Schlesiens und in die Schalsteinhügel zwischen Bennisch und Bärn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1866, S. 430.

[4]) C. Freiherr v. Camerlander. Die südöstlichen Ausläufer der mähr.-schles. Sudeten; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XL, 1890, S. 103—316. Tietze. Zur Geologie der Gegend Ostrau ebda. XLIII, 1892, S. 29—80. W. Jičínsky. Ist die Kohlenformation von Ostrau bis Weißkirchen vom Rande der Culmschichte gegen Südost noch vorhanden oder nicht? Vortrag im Ostrauer berg- und hüttenmännischen Verein am 7. April 1894. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1894, Bd. XLI.

[5]) F. Toula. Zur Geologie der Bucht von Olmütz. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1893, Bd. I, S. 105—110 u. Tietze. Gegend von Olmütz, S. 558 ff.

Die Einförmigkeit der Culmlandschaft wird überdies unterbrochen durch die einzeln verstreuten Basaltkuppen, von denen die bedeutendste der Raudenberg, halbwegs zwischen Bautsch und Freudental, nach TIETZE aus zwei selbständigen Ausbruchstellen, dem großen (780 *m*) und dem kleinen Raudenberge (775 *m*) bestehend, namentlich gegen Osten weithin das Land überragt.[1])

Das vorpaläozoische Gebiet der östlichen Sudeten. Querprofil durch die südöstlichen Sudeten.

Die eben besprochene paläozoische Außenzone wird häufig als das „Niedere Gesenke“ bezeichnet. Das westlich anschließende „Hohe Gesenke“ ist im geologischen Sinne untrennbar von dem noch viel weiter nach West gelegenen Berglande bis an die Neiße-Senke und auch von den zu beiden Seiten dieser Senke aufragenden Horsten. Das zusammenhängende Gebiet kristallinischen Schiefergesteins erstreckt sich so im Westen bis Lewin am Ende des Adlergebirges und im Norden sind die Gneise des Eulengebirges nur durch eine auflagernde Scholle alter Sedimente von der Hauptmasse der altkristallinischen Felsarten abgetrennt. Jenseits der scharfen topographischen Grenze durch den sudetischen Randbruch fügen die aufragenden Kuppen des versenkten Gebirges bis Breslau und bis über den Zobten hinaus, wenn auch in unvollständiger Weise sichtbar, noch ein breites Stück diesem Gebirge hinzu, das zur richtigen Beurteilung des Gesamtbaues nicht außer Betracht bleiben darf.

Den südöstlichen Teil der breiten Gebirgsmasse durchfurchen einige Längstäler. Das erste ist das Teßtal, welches unterhalb Schönberg die March erreicht und seine nordöstliche Fortsetzung im Tale des Roten Bergwassers findet. Das zweite ist das Tal des Mittelbordwassers; diese Linie setzt sich nach Südsüdwest im Marchtale bis Olleschau und nach Nordnordost über den Ramsau-Sattel nach Lindewiese fort. Dann folgen noch mit etwas mehr nördlicher Richtung die Linien des Graupa-Tales und jene der obersten March. Indem diese Talfurchen im großen dem Gebirgsbaue entsprechen, verraten sie, daß derselbe der Faltungsrichtung des Devon- und Culmgebietes entspricht und daß im Westen ein mehr gegen Nord gerichtetes Streichen vorwiegt. An den Innenrand des Devongebietes schließt sich das Altvater-Gebirge (Altvater 1490 *m*), jenseits der Teßlinie folgt das Kepernik oder Hochschaar-Gebirge (1424 *m*) und das jenseits des Bordwassers liegende Bergland umfaßt die Gruppe des Spieglitzer Schneeberges (1422 *m*); an dem südlichen Abhange dieses Berges befinden sich die Quellen der March. Im Norden vereinigt sich diese Gebirgsgruppe mit dem Bielen- und Reichensteiner-Gebirge. Das letztere erreicht bei Jauernig den sudetischen Randbruch und bei Reichenstein die Scholle alter Sedi-

[1]) TIETZE. Erläuterungen zum Blatt Freudental, S. 73 ff. auch MAKOWSKY. Die erloschenen Vulkane Mährens und Österr.-Schlesiens. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, Bd. XXI, 1883.

mente von Wartha, jenseits welcher im Nordwesten das Eulengebirge hervortaucht.

Westlich von der Neiße-Senke erhebt sich der gleichfalls gegen Nordwest gerichtete Böhmische Kamm, der an seinem Ende durch die in einen Graben abgesunkene Kreide in das Adlergebirge (Deschnaj-Koppe 1094 *m*) und das Habelschwerdter Gebirge gespalten ist. Im Norden bei Reinerz und im Osten bei Habelschwerdt ragen noch einzelne Stücke alter Felsarten aus der Kreide hervor.

Steigt man von Freudenthal oder Römerstadt in nordwestlicher Richtung zum höheren Gebirge auf, so trifft man zunächst Devon und Culm in nordöstlich streichenden Falten; aber zwischen Böhm.-Liebau und Brandseifen taucht aus dem Unterdevon ein etwa 13 *km* langer Streifen von chloritischem Gneis mit gleichem Streichen hervor. Das Unterdevon hält noch weiterhin an und bildet sogar noch die ersten Gipfel des Gebirgsrückens, von der Hohen Haide bis zum Backofen und noch weiter gegen Südwest über den Haidstein und bis zum Bradl-Wald, der zur March bei Müglitz abdacht.[1])

Becke beschreibt das Unterdevon der Hohen Haide, als bestehend aus Quarzit, lichtem Quarz-Chloritschiefer und dunklem, kohligem, feingefaltetem Phyllit. Die eingelagerten Grünen Schiefer sind Umwandlungsprodukte von Uralit-Diabas und Uralit-Porphyrit, entsprechend den sonst für das Devon bezeichnenden Diabas- und Schalsteinlagern. In dieser Form liegt das Unterdevon bald auf feinkörnigem schiefrigem Gneis, wie gegen den Altvater hin, bald auf Hornblendegesteinen, wie gegen Zöptau. Die Hauptmasse des Altvatergebirges aber kann als ein breites Gewölbe von Chloritgneis bezeichnet werden. Jenseits desselben absteigend gelangt man aus dem Gneis in eine lange Zone von Phyllit mit Quarzit und Amphibolit, welche von den Quellen der Biela schräge herabstreicht in das obere Teßtal. Hierauf folgt ein schmaler Zug von Chloritgneis und dann ein zweiter Zug von Phyllit und Quarzit. Becke hält es nicht für unmöglich, daß diese Streifen eine eingeklemmte und veränderte Zone des Unterdevon darstellen. Sie sind gegen Nordwest geneigt und scheinen von Nordwesten her überschoben zu sein.

In dem Gebiete zwischen dem Roten Berg-Paß und dem Marchtale unterscheidet Becke eine Gneismasse (Kepernik-Gneis) und eine veränderte Schieferhülle. Der Gneis ist grobflaseriger, feldspatreicher Augengneis; die Hülle greift zuweilen in den Gneis und wird von Glimmerschiefer gebildet mit Biotit, Granat, Staurolith und Andalusit. Durch diese Hüllschiefer absteigend gelangt man zum Mittelbordwasser und in die Gegend von Goldenstein, deren geologische Verhältnisse durch Kretschmer bekannt geworden

[1]) F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefergesteine des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. CI, 1892, S. 286–300. — G. v. Bukowski. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 132 u. 1900, S. 192.

sind.[1]) Das allgemeine Streichen ist auch hier gegen Nordost bis Nordnordost mit fast ausnahmslosem Nordwestfallen.

Dem Hüllschiefer ist zunächst eine lange Zone von Phyllit und Quarzit mit Zügen von Kalkstein aufgelagert; auch sie wurden für einen eingeklemmten Streifen von Devon angesehen. Sie bilden die Tiefenlinie, welcher die Eisenbahn nach Friedberg folgt, und werden durch eine im gleichen Streichen liegende Überschiebungslinie abgeschnitten, welche die wahre Westgrenze des Kepernik-Gebirges bildet. Die von Nordwest her überschobene Gesteinsmasse zeigt zuerst eine hier etwa 5 *km* breite, sehr mannigfaltige Zone, vorwiegend bestehend aus Amphibolit, Hornblendegneis und Muskowitgneis übergehend in Glimmerschiefer, mit Einlagerungen von weißem Quarz, Kalkstein und Graphitflötzen. Der Bergbau auf Graphit lehrt, daß zwei solche Flötze vorhanden sind; das erste Flötz streicht halbmondförmig und bildet eine Mulde, deren äußerer Teil der Überschiebungsfläche genähert ist. Das zweite Flötz liegt innerhalb dieses Halbmondes und tritt in Form einer 5 *km* langen Ellipse zu Tage, als die Umrandung einer kleineren gegen Nordost gestreckten Aufwölbung von Amphibolit und Muskowitgneis. Die bauwürdige Mächtigkeit an reinem Graphit beträgt in dem unteren Flötze durchschnittlich 1—1·5 *m* und in dem oberen 1—2·5 *m*, wobei jedoch örtliche Anschwellungen von reinem Graphit bis zu 6 *m* Mächtigkeit bekannt sind.

Westlich von einer äußeren Zone von Glimmerschiefer und schiefrigem Muskowitgneis, welche die ganze Lagerstätte des Graphits umgibt, gelangt man in Altstadt in eine etwa 2 *km* breite Zone von Amphibolit und dunklem Hornblendegneis. Sie begleitet das Tal der Graupa und setzt sich, wie sich später zeigen wird, sehr weit nach Norden fort.

Jenseits dieser Zone erhebt sich ein breites Gebiet von Biotitgneis, nicht sehr glimmerreich, stellenweise wohl auch in Zweiglimmergneis übergehend, ziemlich grobschuppig, und in seiner ganzen Ausbildungsweise wohl recht analog dem oberen oder dem roten Gneise des Erzgebirges oder den Schiefergneisen, welche in der Gegend von Swratka gegen das Eisengebirge streichen; freilich bei weitem ärmer an Einlagerungen und weit weniger mannigfaltig als die eigentliche Zone der Schiefergneise und im Gegensatze zu dieser wohl vorwiegend aus Orthogneisen bestehend. Die Analogie bezieht sich hauptsächlich auf den äußeren Habitus der Gesteine und auf die Ausbildung der Glimmer; ROTHS Karte gab ein Bild von dieser Masse, welches auch heute in allen Hauptzügen zutrifft. Die Hauptrichtung des Streichens ist nordnordöstlich oder fast nördlich. Nach CAMERLANDER ist das südwestliche oder westliche Einfallen, welches bisher bis hieher eine breite Strecke des Gebirges beherrschte, auch noch in der östlichen Hälfte dieser Gneismasse vorherrschend, aber nicht mehr im Westen. An der Eisenbahn zwischen Mohrau und Rotfloß, nordöstlich von Grulich, richtet

[1]) F. KRETSCHMER. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt—Goldenstein. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1897, S. 21—36.

sich der nordwestfallende Gneis immer steiler auf und geht aus der senkrechten Stellung allmählich in die entgegengesetzte östliche Neigung über. Die gesamte Gneismasse hätte demnach fächerförmigen Bau.[1] Abgesehen von kleineren Einlagerungen von Glimmerschiefer erscheint ein sehr langer Zug dieser Felsart, streckenweise von Kalk begleitet, nördlich von Grulich am rechten Ufer der obersten March. Er streicht durch dieses Tal nordwärts fort, kreuzt westlich vom Hauptgipfel den Spieglitzer Schneeberg und ist gegen Osten unter die Axe des Gneisfächers geneigt. Westlich davon liegt noch eine große gegen Nord gestreckte und ostfallende Gneismasse, welcher der Glatzer Schneeberg (1323 *m*) angehört und welche vom östlichen Randbruche der Neiße-Senke geradlinig durchschnitten wird.

Bevor wir den Anschluß dieses Profils gegen Norden weiter verfolgen, muß auf die große Analogie zwischen den Lagerungsverhältnissen der Gesteinszüge am Westrande des Hohen Gesenkes und denen am Rande der moravischen Zone im Süden hingewiesen werden.[2] Der Kepernik-Gneis ist dem Bittescher Gneis ungemein ähnlich. Wenn auch im Süden die Form der Metamorphose in höherem Grade katogen, also der sericitische Typus mehr verbreitet ist, so sind doch beide Gesteine leicht als dynamo-metamorphe Granitporphyre und die Feldspataugen als zerdrückte porphyrische Orthoklase zu erkennen. Manche Handstücke aus den nördlichen Teilen des moravischen Gebietes können mit solchen vom Hochschar und vom Kepernik verwechselt werden. Die Schieferhülle mit Andalusit und Staurolith scheint im Süden zu fehlen; dagegen ist die Ähnlichkeit der wechselreichen Gesteinsserie, welche die Graphitlager von Goldenstein begleitet, mit den Gesteinen der Phyllitgruppe, welcher die Graphitvorkommnisse von Öls und Swojanow angehören, sehr in die Augen fallend; beide Zonen sind überdies durch reichliche Kalksteinlagerungen ausgezeichnet. Trotz der örtlichen Aufwölbungen im Glimmerschiefer, welche Kretschmer beschrieben hat, fällt auch bei Goldenstein ebenso wie an der moravischen Grenze im ganzen der Phyllit unter den Glimmerschiefer ein und darüber folgen wie dort zweiglimmerige und Biotitgneise. Unter den Phylliten liegen in einem Falle der Kepernik-Gneis, im anderen der Bittescher Gneis. In den Sudeten folgt demnach, ebenso wie am Ostrande des südlichen Urgebirges, eine höhere, d. i. anogen-metamorphe, den tieferen Erdschichten entsprechende Serie über einer weniger, d. i. katogen-metamorphen Serie von kristallinischen Schiefergesteinen. Dagegen ist in den Sudeten ein östlicher Gegenflügel von Glimmerschiefer und Biotitgneis nicht vorhanden. Der Zug von Phyllit und Kalk bei Mährisch-Altstadt und der von Swojanow gehören höchstwahrscheinlich demselben stratigraphischen Horizonte an; doch sind beide Züge, abgesehen von der späteren Trennung durch die Rotliegend-Furche, schon durch ältere Störungen aus dem Zusammenhang gerissen.

---

[1] C. v. Camerlander. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 229 u. 1891, S. 168. A. Rosiwal. ebda. 1902, S. 12.

[2] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 531.

Die Zone der Glimmerschiefer und der Phyllitgruppe streicht von Swojanow nicht gegen Nordwesten fort, sondern biegt, wie oben beschrieben wurde (Seite 70), an der Ostseite des Bittescher Gneisgewölbes nach Süden zurück. Die Phyllit- und Glimmerschiefer-Zone mit den Kalken und Graphiten von Mährisch-Altstadt erreicht nicht einmal die Kreide oder die Rotliegend-Furche, sondern wird schon früher durch eine wichtige Störung abgeschnitten, welche durch das Tälchen von Buschin zum Marchtale bei Hohenstadt streicht.

Anschluß des Querprofils gegen Norden.

Die im Innern der Sudeten herrschende Streichungsrichtung gegen Nordost und gegen Nord ist eigentümlicherweise am nördlichen Randbruche, westlich vom Innenrande des Devon und bis in die Nähe der Neiße, fast gar nicht mehr zu beobachten. Durch zwei große Eruptivmassen, den Granit von Friedeberg im Osten und den Syenit von Reichenstein im Westen, wird hier eine weitgehende Ablenkung des Schichtstreichens hervorgerufen.

Die nordnordöstliche Richtung kommt im Innern des Gebirges besonders deutlich durch einen langen Zug von Hornblendegesteinen zum Ausdrucke. Er wurde von Camerlander bereits weit im Süden in den bewaldeten Höhen oberhalb Schildberg erkannt; er kreuzt die March in der Nähe der Graupamündung und kreuzt das besprochene Querprofil bei Altstadt. Von hier setzt er seine Richtung gegen Nordnordost noch weiter fort, zieht eine kurze Strecke weit gegen Nordost und gelangt dann in das Gebiet der Ablenkungen des Streichens, welche hier, wie gesagt, den Nordrand der Sudeten bezeichnen.[1]) Aus den sehr genauen Angaben Gucklers[2]) ergibt sich, daß die nordnordöstliche Richtung auch das ganze Hohe Bielengebirge beherrscht, daß also die Gesteine quer auf die Kammrichtung dieses Gebirges streichen und daß sich ein nordnordoststreichender Zug von diesem Gebirge ununterbrochen bis an den Nordrand der Sudeten bei Sörgsdorf südöstlich von Jauernig verfolgen läßt. Aber auch hier liegt schon ein Stück des Friedeberger Granits vor dem Rande. Nur in dieser Gegend ist auf der ganzen bezeichneten Strecke in der Nähe des Gebirgsrandes die nordnordöstliche Streichrichtung bekannt.

Die Zone von Phyllit, Quarzit und Kalkstein, welche mit der Phyllitgruppe bei Swojanow und in Mähren verglichen wurde, folgt dem Bordtale über Goldenstein bis zum Ramsau-Passe; ein großer Kalkzug tritt immer ansehnlicher hervor. Jenseits Lindewiese durchquert derselbe gegen Nordost den Langen Berg und endet dann ganz plötzlich an der Straße von Lindewiese nach Friedberg im Angesichte des Granitstockes. Bei Gräfenberg, bei Freiwaldau und weiter gegen Nordost bilden kleinere Granitvorkommnisse gleichsam einen äußeren Kranz um den Hauptstock. Die Hauptmasse

[1]) Camerlander. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 196. Roth. Erläut. z. geogn. Karte, S. 314.

[2]) J. Guckler. Das Reichensteiner- und Bielengebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLVII, 1897, S. 157—198.

tritt im Bornstein (981 *m*) mächtig hervor. Im Norden taucht sie mit unregelmäßigen Umrissen unter die Ebene, wird aber noch da und dort in vereinzelten Kuppen sichtbar und mag sich nordwärts noch ziemlich weit über Ottmachau fortsetzen.

Der von Lindewiese aus Südwest heranstreichende Kalkzug hat sich in zwei Züge zerschlagen. Der eine begleitet mit nordnordwestlicher Richtung den westlichen Rand des Granitstockes über Setzdorf, Sorge und bis gegen Wildschütz. Der zweite erscheint zwischen dem Ostrande der Hauptmasse und dem äußeren Kranze granitischer Vorkommnisse bei Freiwaldau und folgt dem Ostrande über Saubsdorf bis zu den bekannten Marmorbrüchen bei Kunzendorf. Die Kalke umschließen jedoch den Granit nicht nur äußerlich, sondern sind demselben auch in großen Schollen eingebettet; zu diesen Schollen gehören die seit lange bekannten Fundstätten von Granat, Vesuvian, Wollastonit und anderen Kontaktmineralien am Gotthausberge bei Friedeberg.

Verwickelter gestalten sich die Verhältnisse in der Nähe der westlichen Eruptivmasse. Der oben erwähnte Zug von Glimmerschiefer, der, von Kalkbänken begleitet, knapp westlich vom Gipfel des Spieglitzer Schneeberges nach Norden streicht, scheint sich nördlich von Wilhelmstal in einem weiten Bogen zu öffnen, welcher quer über das Gebirge und, hauptsächlich durch die langen Bänder von Kalkstein angezeigt, von Jauernig über Landeck und weiter gegen Westnordwest zwischen dem Rande der Neiße-Senke und dem Bieletale bis zur Mündung der Biele bei Eisersdorf sich erstreckt. Dieser Bogen würde nach der Karte von Roth im Osten den größten Teil des gegen Nordost streichenden Reichensteiner Gebirges und im Westen die Kühberge umfassen, welche sich gegen Westnordwest zur Bielemündung vorschieben. Doch die genaueren Angaben Lepplas führen zu dem Schlusse, daß dieser Bogen kein einheitliches Gebilde, sondern daß vielmehr das gegen Westnordwest streichende Stück — die Kühberge — an der Biele durch Brüche abgetrennt ist.

In das nordöstliche Bogenstück fügt sich zunächst eine dicht gefaltete Masse von Gneis, Glimmerschiefer und Amphibolit. Nach Gückler besteht der nördliche Abhang des Heidelberges allein aus sieben gegen Südost überschobenen und zum Teil in Schuppen geteilten Gewölben. Ähnlich ist auch der Bau des Hohen Hauses und der anderen bedeutenderen Höhen des Reichensteiner Gebirges. Intrusivmassen sind da und dort zwischen die kristallinischen Schiefer eingefügt. Schon südlich von Reichenstein trifft man auf größere Massen von Hornblendegranit, endlich auf eine lange Reihe von Felsarten, welche im Westen bis an die Kühberge und südlich von Glatz auch bis über die Neiße reichen. Sie wurden oft als Hornblendeschiefer bezeichnet, aber nach Traubes Untersuchungen gehören sie bereits zur Syenitmasse von Reichenstein.[1] Diese liegt innerhalb all der an-

[1] H. Traube. Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefern zwischen Glatz und Reichenstein. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890,I, S. 195—233.

geführten Bogenstücke und reicht vom Gebirgsrande nördlich von Reichenstein bis in das Tal der Neiße nördlich von Glatz; sie umschließt in ihrem Innern große Schollen von Gneis. Das Reichensteiner Gebirge scheint ihr gegenüber eine ähnliche Stellung einzunehmen, wie die Schieferhülle des Riesengebirges gegenüber dem dortigen Granitstocke. Im Westen schließt sie an das paläozoische Gebiet von Wartha und hat den mutmaßlich silurischen Kalkstein bei Neudeck im Kontakt verändert. Beyrich hat schon vor langer Zeit die Meinung ausgesprochen, daß die Granite des böhmisch-glatzischen Gebirgssystems und die Syenite von Reichenstein, gleichwie die Granite des Harzes und von Devonshire, der Zeit nach dem Devon oder dem Unter-Carbon angehören.[1])

Die wechselvollen Streichungsrichtungen an dem Nordrande dieses Stückes der Sudeten erklären sich nach dem Gesagten folgendermaßen: Im Westen, im Reichensteiner Gebirge und bis Jauernig sieht man die gegen Nordost streichenden mutmaßlichen Umwallungen der Syenitmasse von Reichenstein; von Osten her reichen fast bis Jauernig die Einflüsse des Granits von Friedeberg; im Süden von Jauernig dagegen behauptet sich auf einem ziemlich engen Raume die sonst so weit verbreitete Nordnordost-Richtung.

Das Eulengebirge und die Kuppen der Ebene.

Zwischen dem Culm bei Silberberg und dem Devon bei Salzbrunn erhebt sich einerseits über die Ebene im Nordosten und anderseits über das tiefliegende Carbon von Braunau im Südwesten der Gneisrücken des Eulengebirges (Hohe Eule 1014 *m*). Hier trifft man wieder dieselben Felsarten, die den Süden der Masse zum größten Teile zusammensetzen. Im Gegensatz zu den Gneisen der moravischen Region und des Hohen Gesenkes sind diese Gneise wieder ausgezeichnet durch das häufige Auftreten von Fibrolith und Granat, gelegentlich auch von Cordierit, ähnlich den Gneisen des niederösterreichischen Waldviertels. Es werden zwei Gneisstufen unterschieden; die eine besteht aus Biotitgneis, die zweite aus Zweiglimmergneis, letztere wird als die höhere angesehen und ist begleitet von kleineren Vorkommnissen von granulitartigen Gesteinen, Amphibolit, Serpentin und Graphit. Bezüglich der Lagerung ist hervorzuheben, daß hier im Gegensatze zu den östlichen Teilen der Sudeten, zum ersten Male die Nordwestrichtung herrschend wird, welche sich an den großen Bogen der westlichen Sudeten anschließt.[2])

Freilich fehlt es nicht an Abweichungen von dieser Richtung innerhalb des Gebirges und bezüglich der Art und Weise, in welcher sich diese Nordwestrichtung schließlich Geltung verschafft, werden manche Einzelheiten

---

[1]) Roth. Erläuterungen, S. 390.

[2]) E. Kalkowsky. Die Gneisformation des Eulengebirges. Habilitationsschrift. Leipzig 1878. — F. M. Stapff. Aus dem Gneisgebiet des Eulengebirges Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt 1883, S. 529 u. E. Dathe. Über die Gneisformation am Ostabfalle des Eulengebirges, ebdas. 1886, S. 188.

trotz aller bisherigen Bemühungen noch genauer zu ermitteln sein. Wie in anderen Gneisgebieten ist es oft kaum zu entscheiden, ob scharfe Umbiegung oder wirklicher Bruch den plötzlichen Richtungswechsel veranlassen. Der südlichste Teil in der Nähe von Silberberg ist, jedoch nur in der Ausdehnung von wenigen Kilometern, durch eine ostweststreichende Verwerfung von dem übrigen Gebirge abgetrennt. „Diese abgerissene Scholle," sagt Dathe, ... „sank zur Tiefe und erfuhr dabei eine solch starke Drehung, daß sie... nahezu rechtwinkelig zu den stehen gebliebenen Gneisschichten erscheint." Die Zertrümmerung geht hier so weit, daß sich stellenweise eine großstückige Gneisbreccie einstellt.[1]) Jenseits dieser großen Dislokation erscheint das regelmäßige Streichen gegen Nordwest. Erst etwas südlich von Charlottenbrunn zeigt sich eine Änderung. Noch einmal stellt sich Nordstreichen ein und schwenkt dann allmählich im nördlichen Teile des Gneisgebirges gegen Nordost und Ostnordost. Das äußerste nördliche Ende des Eulengebirges bis Salzbrunn besteht unerwarteterweise, an Stelle des auf eine weite Strecke herrschenden Biotitgneises, aus einer nur 2 *km* breiten Scholle von ostweststreichendem Zweiglimmergneis. Die großen Längsbrüche, welche das Gebirge abgrenzen, folgen beiläufig der nordwestlichen Hauptrichtung. Kleinere Schollen von Culm liegen auf der Höhe des Gebirges zerstreut auf dem Gneis.

Der Bau dieses Nordrandes der Sudeten scheint sich, so weit man nach den aufragenden Kuppen urteilen kann, noch jenseits des Hauptbruches unter dem jüngeren Schwemmlande in den Hauptzügen fortzusetzen. Hier sind zunächst einige größere Intrusivmassen zu unterscheiden. Die Spuren der Granitmasse von Friedeberg lassen sich, wie erwähnt, über Ottmachau hinaus, ja selbst bis Münsterberg verfolgen. In der gleichen Richtung erhebt sich die aus Gneis bestehende Berggruppe von Strehlen, welche ebenfalls an zahlreichen Stellen von Granit durchbrochen wird. Nördlich von Wartha, nahe außerhalb des Randes liegen die Grochauer Berge, bestehend aus Gabbro und Serpentin und von Frankenstein nordwärts zieht zwischen den Gneiskuppen hindurch ein langer Zug von Syenit, östlich begleitet von Serpentin- und Diallaggesteinen. Weit vorgeschoben in der Richtung gegen Breslau liegt die auffallende Kuppe des Zobten; im Nordwesten besteht sie aus Granit, der Hauptgipfel (718 *m*) sowie die östlichen und südlichen Kuppen bestehen aus Gabbro und Serpentin. Viele vereinzelte Granitvorkommnisse führen vom Zobten westwärts durch die Ebene zu der bedeutenden Granitmasse von Striegau nordwestlich von Schweidnitz.

Zwischen diesen Intrusivmassen und namentlich zwischen dem Zobten und dem sudetischen Rande befinden sich viele, unregelmäßig umgrenzte Rücken und Inseln von Gneis, wohl auch von Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer. Die zahlreichen von Roth und Schuhmacher veröffentlichten Angaben haben über den Bau dieses begrabenen Teiles der Sudeten Be-

[1]) Dathe, Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt 1886, S. 196 u. 1887, S. LXXIII.

lehrung gebracht.[1]) Das nordwestliche Streichen des Eulengebirges wiederholt sich in den flachen Rücken, welche nördlich von Silberberg und Frankenstein hervortauchen und scheint gegen Ost den Meridian von Frankenstein nicht ganz zu erreichen. Hier scheint ein allgemeines Umschwenken gegen Nord und Nordost einzutreten und östlich von dem nordsüdziehenden Syenitzuge streicht auch der Gneis gegen Nord. In den langgestreckten Höhen von Nimptsch ist das Streichen nördlich und nordöstlich und auch in den Bergen von Strehlen ist, abgesehen von einer ostwestlichen Abweichung in der Mitte, das vorherrschende Streichen gegen Nordost gerichtet und scheint sogar gegen Nordost fächerförmig auseinander zu weichen.

Im ganzen kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß aus der Ebene östlich von Frankenstein und Nimptsch die moravische Richtung des Streichens wieder hervortritt, welche wir im Tale der oberen March und den Seitentälern kennen gelernt haben, welche jedoch am Rande der Sudeten zwischen den Eruptivmassen von Friedeberg und von Reichenstein nicht zur Geltung kommen konnte. Dieser Umstand ist darum besonders bemerkenswert, weil das Streichen der kristallinischen Gesteine im Altvater noch dem der devonischen Außenzone entspricht, im Norden jedoch nicht den zu erwartenden Bogen vollzieht, sondern die nordnordöstliche Richtung beibehält. Ganz plötzlich setzt dann westlich von Frankenstein die dem variscischen Bogen mehr entsprechende Nordwestrichtung ein. Von dem gefalteten Außenrande sieht man hier fast nichts. Ob einige Spuren von mutmaßlich silurischen Tonschiefern im Norden des Zobten und eine größere Scholle im Norden des Granits von Striegau derselben zufallen, läßt sich nicht sicher entscheiden.

Der Böhmische Kamm, das Habelschwerdter- und das Adlergebirge.

Die äußere Gestalt dieser Gebirgszüge ist durch die Brüche bedingt, welche hier vermittelnd zwischen der Nordsüdrichtung der Neiße-Senke und der Nordwestrichtung des Bruches von Hronow und der Heuscheuer auftreten. Am Nordrande der Neiße-Senke zieht ein langer, geradliniger Bruch gegen Westnordwest in der Richtung auf Reinerz durch den Graben. Westlich von Habelschwerdt liegt erst der wahre westliche Rand des Grabens, ein gegen Nordnordwest streichender Abfall von Gneis der gegen Ost blickt; es ist der östliche Rand des Nesselgrundes. Gegen Westen dacht der Gneis allmählich ab und es legt sich die Kreide darauf. Dann schneidet ein zweiter paralleler Bruch die Kreide ab und ein zweiter Abfall von Gneis tritt hervor; er bildet den Ostrand des Habelschwerdter Gebirges. Abermals verflacht das Gneisgehänge gegen West und die Kreidedecke stellt sich ein, bis ein dritter Bruch sie abscheidet; es ist der Ostabfall des Adler-

[1]) E. Schumacher. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1878, S. 427—520. Roth. Erläuterungen, S. 112 ff. — Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 229. Ders. Jahrb. der k. preuß. geolog. Landesanstalt 1888, S. 310.

gebirges, welcher, stellenweise durch sekundäre Brüche in einen kleinen Graben zerlegt, an den Abhängen der Deschnai-Koppe (1114 *m*) gegen Nordnordwest die Quellen der Weistritz und gegen Südsüdost jener der Wilden Adler abgibt.

Der Westabfall des Adlergebirges ist jedoch viel breiter als jener der früheren Staffeln. Die Schichtfolge ist hier im Gegensatze zu den Gehängen im Osten vervollständigt; es folgen auf Gneis Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Tonschiefer, Rotliegend und dann erst Kreide.[1])

In den drei gleichsinnig geneigten, gegen Ost blickenden Staffeln in dem Nesselgrunde, dem Habelschwerdter- und dem Adlergebirge ist das Streichen des Grundgebirges gleich der orographischen Erstreckung nordwestlich, aber bestimmend für die Umrisse sind doch nur die Brüche, wie man schon daraus ersieht, daß am äußersten Ende des Adlergebirges bei Lewin Granit vom Bruche durchschnitten wird. Granite tauchen auch an mehreren Stellen aus den Schiefern des äußeren Saumes hervor und es sind dieselben Granite, die man auch an den kleinen Brüchen der Ebene, z. B. unterhalb Senftenberg, antrifft.

Der Böhmische Kamm wird ganz von dem nordwestlichen Streichen beherrscht, bis an den östlichen Rand der Neiße-Senke bei Mittewalde. An der Ostseite der Senke aber streicht der Gneis gegen Nord und Nordost zum Spieglitzer Schneeberge, so daß es den Anschein hat, als würde der hier nur 6 *km* breite Graben zwei Gebirgsteile von verschiedenem Baue von einander scheiden. Nur südwestlich von Mittewalde beobachtete Leppla an der Westseite des Grabens eine Strecke weit die Richtung Nordost, als würde hier das östliche Gebirge auf die Westseite übergreifen.

Das nordwestliche Streichen des Böhmischen Kammes hält gegen Süden an im Friesetale und über Schildberg hinaus bis in die Nähe von Müglitz; hier sind breite Züge von Glimmerschiefer und feinkörnigem Gneis mit vorwiegendem Biotit (Wackengneis von Hohenstadt) vergesellschaftet mit grauwackenartigen Gesteinen, Quarziten und Amphiboliten. Diese Gesteine entsprechen vielleicht der breiten Zone, welche am Westabhang des Adlergebirges ähnlich einer Schieferhülle dem Gneise vorgelagert ist.[2])

Eine wichtige Störung zieht aus der Gegend zwischen Hohenstadt und Mährisch-Schönberg durch das Tälchen von Buschin zum Südende der Neiße-Senke; sie war schon Lipold bekannt gewesen[3]) (s. oben S. 269). In neuerer Zeit beschrieb Bukowski, wie an dieser Linie die von Nordosten, von Altstadt herstreichende, sehr mannigfache Gesteinsserie plötzlich abschneidet

[1]) H. Wolf. I. Bericht über die geologischen Aufnahmen im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, 1846. S. 463—494.

[2]) Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. LI, 1901, S. 317—722 bis 687.

[3]) M. V. Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, 1859, S. 235. Bukowski. Verh. d. geolog Reichsanstalt 1890, S. 323, 1892, S. 327, 1901, S. 192. Camerlander ebda. 1891, S. 169. K. Schirmeisen. Geognostische Beobachtungen zwischen Schönberg und Mährisch-Neustadt. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn, 1901, S. 1—23.

und südlich von ihr sich die nordweststreichenden Wackengneise und Hornblendegneise ausbreiten. Den gleichen plötzlichen Streichungswechsel beschrieb Tietze an der Straße bei Hambalek oberhalb Schildberg. Auch das breite Marchtal ist nach Bukowski eine tektonische Grenzlinie; das westliche Gebiet, auch das Tal der Sazau und die Höhen von Müglitz streichen noch in der Richtung des Böhmischen Kammes. In den östlichen Höhen dagegen kommen die Gesteine der Kepernik- und der Altvaterzone mit nordöstlichem Streichen an das Marchtal heran. Nur knapp am Talrande treten örtliche Beirrungen des Streichens wohl infolge von lokalen Störungen auf. Bei Blauda unweit von Schönberg ist noch ein Granitstock durchgebrochen und umgeben von Allochroïtfels.

Die aus Nordost heranstreichenden Massen von Chloritgneis, Glimmerschiefer, Tonschiefer und Kalkstein scheinen überdies den südöstlich vorspringenden Wackengneisen und Amphiboliten förmlich ausweichen zu wollen. Die verschiedenen Felsarten richten sich auf, das Streichen biegt in die Nordsüdrichtung um und begleitet den östlichen Rand des Marchtales; die Schichten sind dabei gegen West unter die Wackengneise geneigt und umgeben diese schließlich im Süden von Müglitz, wo, nach vereinzelten Aufschlüssen zu urteilen, sich das regelmäßige Südwest- oder Südsüdweststreichen wieder einstellt.

Übersicht des Unterbaues der östlichen Sudeten.

Die preußischen und die österreichischen Aufnahmen lassen sich dahin in Übereinstimmung bringen, daß der vorpaläozoische Unterbau der östlichen Sudeten aus zwei von einander verschiedenen Hälften besteht. Die östliche Hälfte ist durch nordöstliches, im Westen vielfach durch nördliches Streichen mit vorwiegendem Westfallen ausgezeichnet. Sie umfaßt die Gruppen des Altvater, des Kepernik und was das Streichen betrifft auch die Gruppe des Spieglitzer Schneeberges samt dem Reichensteiner- und Bielen-Gebirge und ferner die aus der Ebene aufragenden Höhenrücken von Strehlen und von Nimptsch bis zum Zobten. Ihre Grenze gegen das westliche Gebiet zieht durch das Marchtal aufwärts über Hohenstadt und durch das Tal von Buschin bis zum Ostrande der Neiße-Senke. Bei Mittewalde scheint sie auf eine kurze Strecke auf die Westseite der Neiße-Senke überzugreifen. Dann folgt sie wahrscheinlich gegen Norden dem Graben. Im Gebiete der oberen Biele bis in die Nähe von Wilhelmstal in den Kühbergen sind die großen Unregelmäßigkeiten im Streichen vielleicht durch die Nähe der Syenitmasse von Reichenstein hervorgerufen.

Von diesem östlichen Urgebirgsstocke trennt sich noch sehr scharf das Gneis- und Schiefergebiet des Altvater und des Kepernik. Die Grenzlinie ist durch die Phyllite, Kalk und Graphitzüge im Mittelbordtale, am Ramsaupasse und bei Lindewiese bis zum Granit von Friedeberg sehr deutlich ausgeprägt. Das Gebiet des Altvater und des Kepernik verhält sich zu dem Gebiet des Spieglitzer Schneeberges sowohl in petrographischer, als in tek-

tonischer Hinsicht genau wie das moravische Gneisgebiet zu den benachbarten Teilen des Donau-Moldaugebietes.

Die westliche Hälfte des Unterbaues der Sudeten ist durch beständiges nordwestliches Streichen gekennzeichnet und durch große Längsbrüche in Horste aufgelöst. Sie umfaßt das Gebiet bei Müglitz und Schildberg, den Böhmischen Kamm, das Habelschwerdter-Gebirge und den Nesselgrund. Am Ende des Adlergebirges wird dieses Gebiet durch das Carbon und die Kreide der mittleren Sudeten bedeckt, bei Schatzlar erscheint aber wieder dasselbe Streichen (s. S. 262). Im Norden sind noch das Eulengebirge und die zwischen Frankenstein und Reichenbach aus der Ebene auftauchenden Höhen hieher zu zählen.

So vollzieht sich im Innern des variscischen Bogens die Änderung im Streichen plötzlich und an einer großen Dislokation, deren Natur noch nicht näher erforscht ist. Nach der bis über Strehlen hinaus anhaltenden nördlichen Streichungsrichtung im östlichen Teile könnte der paläozoische Außensaum nur sehr weit nach Norden hinaus gerückt, wo sich jetzt die Ebene ausdehnt, gedacht werden.

Die mittleren Sudeten.

Bisher wurden zwei paläozoische Gebiete innerhalb der Sudeten angeführt, nämlich das ausgedehnte Devon- und Culmgebiet im Osten und die Ausläufer des Jeschken im Westen. Paläozoische und auch mesozoische Ablagerungen bilden aber auch im Nordwesten das ganze Bober-Katzbach-Gebirge mit den anschließenden Hügeln und Rücken, welche bis über Görlitz und Bunzlau ihre Ausläufer entsenden. Im Osten zwischen Kupferberg und Freiburg, d. i. zwischen dem Riesengebirge und dem Eulengebirge, stellen sie die Verbindung her zwischen den archaischen Gesteinen der Ost- und Westsudeten, erheben sich dann im Heuscheuer-Gebirge in der Mitte der Sudeten zu beträchtlicher Höhe und nachdem die paläozoischen Glieder zurückgetreten sind, endet der mesozoische Teil der Schichtfolge in dem langen südlichen gestreckten Lappen der oft erwähnten Neiße-Senke. Das Gebiet streckt sich somit schräge fast über das ganze Gebirge als ein breiter Streifen von Sedimenten zwischen den beiderseitigen kristallinischen Gebieten.

In dem nordwestlichen, nämlich dem jenseits der Linie Freiburg—Kupferberg liegenden Teile herrscht nordwestliches Streichen und sind lange gegen Nordwest streichende Brüche und Gräben vorhanden. Ältere paläozoische und auch vorcambrische Schiefer bilden den ganzen Unterbau und ihre Verbreitung fällt der Hauptsache nach mit dem Gebiete zusammen, welches Dathe als das Niederschlesische Schiefergebirge bezeichnet.[1]) Der südlichste Zug desselben folgt der Granitgrenze vom Hirschberger Kessel an und seine Ausläufer sind noch jenseits Lauban sichtbar. Ein zweiter Zug umfaßt den höchsten Punkt des Bober-Katzbachgebirges, die Hogolje

[1]) E. Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 22.

und übersetzt bei Lähn den Bober, eine dritte breitere Masse dehnt sich nördlich von Schönau aus. Im Osten zwischen Eule und Riesengebirge vereinigen sich die Züge zu einer einheitlichen Masse. Man trifft in dem Gesteinskomplexe neben Tonschiefern, quarzitische Grauwacken, grüne Schiefer mit Chlorit, Hornblende und Epidot, Lager von Diabas und Porphyr, Kalkstein und Kieselschiefer. An mehreren Stellen wurden in der höchsten Zone der Tonschiefer die Graptolithen der mittelböhmischen Stufe E_1 des unteren Obersilur angetroffen. Im äußersten Westen, in der Umgebung von Görlitz, kennt man auch quarzitische Sandsteine mit einer Lingula, vielleicht irgend einer Stufe des Untersilur entsprechend, und Kalkknollen mit Orthoceren, wie sie an der Grenze von E_1 und E_2 vorzukommen pflegen.[1]

Die Gräben und Mulden, welche die einzelnen Äste des Schiefergebirges trennen, werden von permischen und mesozoischen Ablagerungen eingenommen, aber die Schichtfolge ist hier vollständiger als die postvariscische Decke im inneren Böhmen. Zum Rotliegenden gesellt sich der Zechstein, dann folgen die Hauptglieder der Trias und erst über diesen folgt die cenomane Transgression.

Zwischen Kupferberg und Freiburg verschwinden die silurischen Schiefer bald unter einer Transgression von Culm und sind nur noch im Westen, längs des Hornblendeschiefers des Landeshuter Kammes, eine Strecke weit sichtbar. Die Schiefer am Südende des Eulengebirges, welche zwischen Glatz und Wartha von der Neiße durchschnitten werden und aus denen man ebenfalls Graptolithen kennt, werden in gleicher Weise vom Culm überdeckt. Im Innern der Sudeten trifft man nun kein Silur mehr und auch das Devon erscheint hier nur ausnahmsweise und bei weitem nicht in jener Ausdehnung, die es in Mähren erlangt.[2] Dagegen gewinnt der Culm wie dort große Verbreitung und ist wie dort durch übergreifende Lagerung und durch die beträchtliche Häufung grobklastischer Sedimente ausgezeichnet. Überdies ist er hier von Kohlenkalk mit *Productus giganteus* begleitet, der in Mähren noch nicht gefunden wurde.

Der Culm umfaßt als ein halber Bogen von breiter Hufeisenform die ansehnlichen Berge der mittleren Sudeten (Überschar-, Heidel- und Heuscheuer-Gebirge; er ist mit seinem südlichen Schenkel dem Hornblendeschiefer bei Schatzlar aufgelagert und zieht von dort über Landeshut zum Scheitel des Bogens bei Rudelstadt unweit Kupferberg; der gegen Ost gerichtete Schenkel erreicht südlich von Freiburg den sudetischen Randbruch und entsendet eine allerdings unterbrochene schmale Fortsetzung entlang der Südseite des

[1]) G. Gürich. Beiträge zur Kenntnis der Niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XXXIV, 1882, S. 691. — Ders. Erläuterungen z. geolog. Karte v. Schlesien. Breslau 1890, S. 40—46.

[2]) Dames. Über die in der Umgebung Freiburgs auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1868, XX, S. 469. Über die Conglomerate und die Gliederung des Culm, besonders Dathe, Die Salzbrunner Mineralquellen. Berlin 1901. S. 11 ff.

Eulengebirges bis zum Culm des Glatzer Gebietes. Einzelne Culmreste über den Gneisen des Eulengebirges scheinen die Umrahmung zu vervollständigen. Auf österreichischem Gebiete, bei Schatzlar und Trautenbach, tritt, wie bereits bemerkt wurde, der Glimmerschiefer des Rehhorngebirges für eine kurze Strecke an den Innenrand der Umrahmung, dann schneidet das ganze ältere Gebirge an dem Bruche von Hronow ab und erscheint erst wieder im Adlergebirge.

Der schmale und unterbrochene Zug von Culm an der Westseite des Eulengebirges ist steil aufgerichtet und abgesenkt. Zwischen Neurode und dem westlichen Rande des Eulengebirges erscheint ein gegen Südost streichender Zug von Gabbro, dessen dem Eulengebirge zugekehrte Seite von einer Verwerfung begleitet ist, die nach Dathe sich noch weit gegen Nordwest und gegen Südost über den Gabbrozug hinaus estreckt und deren Sprunghöhe auf 1000 *m* geschätzt wird. Es entsteht hiedurch an der Südwestseite des Eulengebirges ein Graben, in welchen Obercarbon und Rotliegendes abgesunken sind. An der Ostseite dieses Grabens aber, bei Ebersdorf, dort wo der fortgesetzte Randbruch der Eule die Culmmulde von Glatz schneidet, sieht man über dieser Mulde diskordantes Obercarbon, darunter im Culm zwei Einschaltungen von marinem Kohlenkalk, und unter denselben das Oberdevon mit Clymenien. Westlich von diesem, am Bruche selbst, schließt sich Gabbro oder grobes Gabbroconglomerat an, dann erscheint wieder der Gneissandstein des Culm.[1] Auf dieser Strecke bildet also der Gabbrozug von Neurode gleichsam ein Stück einer zweiten inneren Umrahmung.

Das ganze, innerhalb dieses halben Bogens von Culm gelegene Gebirge ist von der Unterlage durch eine deutliche Diskordanz abgetrennt und besteht aus der normalen Schichtfolge der postvariscischen Decke des mittleren Böhmen.

Die tiefsten, liegenden Waldenburger Flötze sind etwas älter als jene, mit welchen die mittelböhmische Serie beginnt; es scheint daher, daß hier die limnische Transgression etwas früher eingetreten ist. Abgesehen von einzelnen gesenkten Streifen, liegt der jüngere Teil der Schichtfolge gegen Innen oder gegen Südost, das Relief ist der Hauptsache nach durch die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteine bedingt, und die hufeisenförmige Anordnung der einzelnen Glieder zeigt sich deutlich auf der topographischen Karte.

Auffallend tritt zuerst eine tiefer liegende, mehr oder minder muldenförmige, doch durch einzelne höhere Stellen unterbrochene Zone hervor,

[1] E. Dathe. Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Culm am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien: Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt XIX, 1901, S. 214—237. E. Tietze. Über die Devonschichten von Ebersdorf. Paläontographica, XX. 1870, S. 103, 158. Dathe schreibt dem Gabbro devonisches Alter zu. Frech leugnet im Gegensatze zu anderen Beobachtern hier eine Diskordanz zwischen Culm und Oberdevon. Lethaea geognost. 1897, II, S. 177 u. 1899, II, S. 302.

welche zwischen Glatz und Neurode beginnt, erst ganz schmal, dann bei Waldenburg wesentlich verbreitert, östlich von Landeshut wieder schmal nach Österreich herüberstreicht und über Schatzlar, längs des Bruches von Hronow bis in die Nähe des nördlichen Endes des Adlergebirges bei Straußenei verfolgt werden kann. Diese vertiefte Zone entspricht der flötzführenden Kohlenformation. Die nordöstliche Hälfte der großen Mulde liegt auf preußischem, die südwestliche auf österreichischem Gebiete.[1]) Auf preußischem Gebiete überwiegt die ältere Flötzgruppe, welche in Österreich fehlt. Es ist das die Waldenburger Gruppe in der erwähnten verbreiterten Stelle der Carbonzone bei Waldenburg und ihrer südöstlichen Fortsetzung. Ihre Flora ist nach Schütze verschieden von jener der jüngeren Flötze; nach oben wird diese Gruppe abgeschlossen durch die Porphyrdecken des Hochwaldes bei Waldenburg. Weithofer vermutet in den vereinzelten Porphyrvorkommnissen, welche von Trautenbach bei Schatzlar an den Bruch von Hronow begleiten, die Vertreter jener Porphyre; andere Äquivalente der Waldenburger Gruppe fehlen in Österreich. Hier folgt die Schatzlarer Flötzgruppe, welcher sich gegen das Innere des Gebirges die Schwadowitzer oder Ida-Stollengruppe anreiht. Die begleitenden Gesteine, welche in der Schatzlarer Gruppe grau sind, nehmen in der Schwadowitzer Gruppe eine rote Färbung an, wodurch in der Abtrennung von den permischen Ablagerungen manche Schwierigkeit entsteht.

Eine weitere Stufe bilden die von Weithofer als Leithorizont verwendeten (S. 161) Hexenstein-Arkosen, sie sind ausgezeichnet durch den Reichtum an verkieselten Araucarien, ein Lager führt seit langem den Namen „Versteinerter Wald von Radowenz“, doch werden gegenwärtig die Stämme viel seltener angetroffen als in früherer Zeit. Infolge ihrer bedeutenderen Widerstandsfähigkeit bilden diese Gesteine einen steileren, bewaldeten Höhenzug zwischen tieferliegenden Carbonschichten (Hexenstein 738 *m*). Jünger als dieser feldspatreiche harte Sandstein ist die Flötzgruppe von Radowenz, welcher aber nach Weithofer noch immer die typischen Vertreter der Permflora fehlen.[2])

Nach den Porphyrergüssen des Hochwaldes dürften kleinere Ausbrüche während der ganzen Carbonzeit wiederholt erfolgt sein; über den Radowentzer Flötzen liegen aber wieder bedeutende Decken von Porphyr und Melaphyr, welche das Kohlengebirge weit überragen und wie eine felsige Stufe den ganzen inneren Teil der Mulde von Albendorf bis Neurode hufeisenförmig umgeben. Sie bilden einen Teil des Überschargebirges

---

[1]) A. Schütze. Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Preußen, III, 1882. — K. A. Weithofer Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLVII, 1897, S. 455—478.

[2]) Die Produktion dieser Flötze ist keine sehr bedeutende. Die Schatzlarer Gruppe lieferte in den letzten Jahren 2 Millionen Meterzentner, die Schwadowitzer 1 Million Meterzentner und die hangende oder Radowenzer Gruppe eine weit geringere Menge.

bei Liebau, dann die große Heide (851 *m*), das Dürre Gebirge (928 *m*) bei Friedland, den Langen Berg (902 *m*) und den Höhenzug zwischen Braunau und Neurode (Schulzenberg 752 *m*). Innerhalb dieses Walles trifft man kein Carbon mehr, sondern nur mehr Rotliegendes, das in Preußen auch östlich über den Wall übergreift.

An dem Oberlaufe des Steine-Flusses liegt die breite und ebene Rotliegendfläche von Wünschelburg, Braunau und Friedland. Sie verengt sich gegen Norden, beschreibt den ganzen Bogen innerhalb der Porphyrberge,

Fig. 53. Das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbecken nach A. Weithofer. *Gl* Glimmerschiefer und Phyllite des Riesengebirges, *Sch* Schatzlarer und Waldenburger Schichten, *Sw* Schwadowitzer Schichten, *H* Hexenstein-Arkosen, *Ra* Radowenzer Schichten, *R* Rotliegendes, *P* Porphyr und Melaphyr, *K* Kreide (vergl. Fig. 52, S. 253).

zieht gegen Süd über Schönberg und verschwindet bei Albendorf. Einzelne Ausläufer erscheinen noch jenseits Radowenz.

Innerhalb der permischen Zone folgt die Kreideformation und bildet einen langen gegen Nordwest gestreckten Lappen, der die ganze Mitte der bisher erwähnten, hufeisenförmig angeordneten Gebirgsglieder einnimmt. In der nördlichen Hälfte bis über Reinerz und Glatz erhebt sich eine felsige, steile Stufe von Quadersandstein über der permischen Unterlage; im Süden liegt die Kreide transgredierend auf der archäischen Unterlage oder ist in die Gräben versenkt.

Der nördlichste Teil des Adersbacher Gebirges trägt die bekannten Felsenlabyrinthe von Adersbach und Weckelsdorf, wo in tiefen Erosions-

schluchten die senkrechte Klüftung, die pfeilerförmige Zertrümmerung und der absonderliche Formenreichtum der Felsgestalten in wunderbarer Weise zur Ausbildung gelangt sind (Fig. 39 und 40 S. 177). Aber obwohl die weißen, zackigen Felsenmassen weithin das Land beherrschen, gehören sie nicht den höchsten Horizonten der Kreide an. Nach FRITSCH gehören die Quadersandsteine des Labyrinthes zur Gruppe der Iserschichten (Byschitzer Übergangsschichten, unterer und oberer Kokorziner Quader). Auf den Höhen einzelner Pfeiler werden noch Spuren eines jüngeren Horizontes (Trigoniaschichten) vermutet. Die Mächtigkeit der Sandsteine beziffert FRITSCH mit 65 *m*.[1])

Jenseits der Mettau wird der steile Ostrand der Kreide — das Faltengebirge (Spitzberg 783 *m*) — hauptsächlich von demselben Iser-Sandstein gebildet und geht unmittelbar in die Heuscheuer (919 *m*), den höchsten Teil des Kreidegebietes, über. Nach LEPPLA ist die gesamte Kreide von Wünschelburg bis zum Gipfel der Heuscheuer 230 bis 260 *m* mächtig und von diesen liegen noch etwa 150 *m* über dem Iser-Sandstein, dem Horizonte des Weckelsdorfer Labyrinthes.

Von der Heuscheuer senkt sich das Kreidegebiet gegen das Tal der Weistritz; noch einmal erlangt es, dem Urgebirge unmittelbar aufgelagert, im Nesselgrunde größere Höhen (896 *m*), aber mehr und mehr von größeren Verwerfungen durchschnitten, wird es endlich auf den langen Streifen der Neiße-Senke eingeengt (S. 254). Wo die Versenkung am bedeutendsten ist, am Ostrande und im Süden dieses Grabens, ist das jüngste Glied der Kreide, die Kieslingswalder Schichten (Chlomeker Schichten, Untersenon) in der größten Ausdehnung erhalten geblieben und nach LEPPLAS vermutungsweiser Schätzung mochten über der Heuscheuer ergänzt, diese jüngsten Schichten, hier einst die Seehöhe von 1200 *m* erreicht haben.[2])

Die Lagerung der Kreide auf der Höhe der Heuscheuer und des Nesselgrundes ist eine völlig ungestörte und höchstens könnte man annehmen, daß, so wie die Umgebung, auch diese Schollen eine Senkung erfahren hätten. Sie sind nur Teile der postvariscischen Decke, welche in höherem Maße als andere Teile ihr ursprüngliches Niveau behauptet haben.[3])

Ostrand der Sudeten und östliches Vorland. Kohlenreviere von Oberschlesien und von Ostrau—Karwin. Umgebung von Krakau.

An der Landecke bei Hultschin und Hruschau endigt gegen Osten das zusammenhängende Culmgebiet der östlichen Sudeten und fällt in einer bewaldeten, niedrigen Kante recht steil ab zum vielgewundenen Oderstrome, welcher hier die Reichsgrenze bildet. Von hier aus übersieht man die weite Ebene von Ostrau und Witkowitz. Ein flacher Rücken von Kohlensandstein,

[1]) A. FRITSCH. Die Iserschichten, Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. Böhmens. Prag, 1883, Bd. V, Nr. 2, S. 64—68.

[2]) A. FRITSCH. Die Chlomeker Schichten. Archiv etc. Prag, 1897, X, Nr. 4, S. 25—28.

[3]) LEPPLA. l. c. S. 11 u. 41.

der Jaklowetz, erhebt sich am rechten Oderufer, an seinem Fuße und an den Ufern der Ostrawitza liegt Mährisch-Ostrau, und unmittelbar angeschlossen ziehen die Häuser von Polnisch-Ostrau den Abhang hinauf. Dunkle Rauchwolken ziehen über die Stadt und entsteigen unaufhörlich den Schloten von Witkowitz im Süden und der weiteren Umgebung. Den Hintergrund bildet eine Reihe von blauen Bergen; es sind die bereits dem Karpatensysteme angehörigen Beskiden. Jenseits der Landecke liegen noch vereinzelte Vorkommnisse von Culm bis Katscher und Leisnitz jenseits der Oppa bei Bauerwitz, weiterhin bei Žirawa im Norden an der Oder in der Richtung auf Groß-Strehlitz und bei Tost an der Bahnstrecke nach Beuthen. Noch weiter im Osten nördlich von Siewierz in Polen befindet sich ein längerer niedriger Zug von mitteldevonischem Kalkstein; er scheint sich in einem kleinen Vorkommen bei der Bahnstation Zawiercie östlich fortzusetzen. Weit im Südosten endlich erscheint Kohlenkalk und devonischer Kalkstein bei Krzeszowice knapp innerhalb der österreichischen Grenze.

Dieser große Bogen älterer Gesteine umfaßt sämtliche Vorkommnisse des oberschlesischen Reviers, dessen südliche Fortsetzung die Flötze von Ostrau und Karwin ausmachen. Der Bergbau aber hat uns mit dem recht verwickelten Bau des unter der Ebene begrabenen Gebirges bekannt gemacht. — Von der Culmgrenze zieht ostwärts eine 26 *km* lange, vielfach unterbrochene Reihe von Hügeln, umfassend die Höhen von Hruschau, Polnisch-Ostrau und Orlau, mit dem erwähnten Jaklowetz; sie reicht bis in die Nähe von Karwin. Sie besteht aus Kohlensandstein und zeigt das Hervortauchen der produktiven Steinkohlenformation aus einer mächtigen Überdeckung von mitteltertiären Meeresablagerungen an, welche sich im Norden, Osten und Süden an das Kohlengebirge anschmiegen. Sie werden von den Bergleuten als die „Überlagerung" bezeichnet. Durch die Beschreibung Jičinskys ist der Bau dieses Rückens genau bekannt geworden. Er verdankt seine unterirdische Gestalt lediglich einer sehr tiefgreifenden Abspülung und Abtragung der flötzreichen Schichten, welche der miocänen Sedimentbildung vorausgegangen ist. Im Süden über Zabrzeh und Paskau, im Osten über Freistadt und Ottrembau an der Olsa, im Norden über Pudlau südlich von Oderberg liegt die Oberfläche des Kohlengebirges mehr als 500 *m* unter der heutigen Oberfläche; weiter gegen Ost und weiter gegen Nord sinkt sie sogar unter 800 *m* hinab.[1]) Wäre man im stande, die Überlagerung abzuheben, so würde sich die Hügelreihe von Ostrau-Karwin in einen ansehnlichen, von den Sudeten gegen Ost, bis in die Nähe der Karpaten laufenden Bergrücken verwandeln, der aber von den Karpaten durch ein tiefes Tal getrennt bliebe.

In der Überlagerung sind häufig Versteinerungen gefunden worden, welche dem Niveau des Schliers von Ottnang in Oberösterreich und zugleich

[1]) Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers, bearb. und herausg. v. Berg- u. Hüttenmännischen Verein in Mährisch-Ostrau. Teschen, 1885 u. bes. Taf. I u. W. Jičinsky. Bergmännische Notizen aus dem Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviere, gesammelt 1856—98. Mährisch-Ostrau 1899. S. 45, Fig. 2.

jenem des Salzlagers von Wieliczka entsprechen; möglicherweise sind aber auch noch ältere Horizonte vertreten. Das Miocän zieht sich in diskordanter, flacher Lagerung an den Abhängen des höchsten Teiles, des Jaklowetz bei Ostrau (290 *m*) hinauf und dürfte diesen einst ganz überdeckt haben. An den Abhängen dieses Rückens an der Ostrawitza ist ein mächtiger Strom von Basalt dem tertiären Sand und Schotter eingelagert. Der Basalt zeigt die kugelförmige Absonderung aufs trefflichste ausgebildet, die Basaltmasse zwischen den mächtigeren Kugelformen ist schiefrig und zersetzt. In den höheren Sandlagen sind die selbst einige Meter mächtigen Blöcke, welche die Meeresbrandung vom Strome losgelöst hat, in Form deutlicher lagerartiger Blockreihen eingeschaltet; allenthalben findet man die Reste von Meereskonchylien zwischen den Basaltblöcken. Es bleibt hier kein Zweifel darüber, daß in der unmittelbaren Nähe zur Miocänzeit eine Ausbruchstelle bestanden hat. Vereinzelten Gängen, welche der Bergbau nicht selten in den Steinkohlenflötzen antrifft und welche dort die benachbarte Kohle in natürlichen Kokes verwandelt haben, wird dasselbe Alter zuzuschreiben sein. Der wasserführende Sand im Hangenden der Kohle wurde an früherer Stelle erwähnt (S. 19).[1])

Was das Carbon betrifft, so findet man wie in Niederschlesien auch hier schon in der Unterlage, im Culm, kleine, vereinzelte und nicht bauwürdige Kohlenflötzchen. F. Römer hielt es für völlig sichergestellt, daß das produktive Kohlengebirge bei Hultschin den obersten Lagen des Culm gleichförmig aufgelagert sei; Stur, welcher die Pflanzenreste dieser Gebiete in sehr eingehender Weise untersucht hat, stellte sogar noch die tieferen Flötze von Ostrau zum Culm. Tietze dagegen vergleicht diese Flötze mit jenen von Waldenburg und nimmt an, daß sie, ebenso wie die Waldenburger Flötze, dem Culm ungleichförmig auflagern. Jičinsky aber teilt die Ansicht Römers.[2])

Tatsächlich tritt das flötzreiche Gebirge nur bei Hultschin an der Oberfläche sichtbar in die Nähe des Culm. Die Schichten des Culm sind an seinem Rande, im Odertale gegen Nordwest geneigt, aber die zunächst liegenden Flötze, zugleich die ältesten des Ostrauer Reviers, haben von den Sudeten her heftige Faltungen erlitten und sind zum Teile überstürzt, so daß sie, wie der Culm, gegen Nordwest geneigt unter diesen einfallen. Auch an der Ostseite der Oder hat man noch gegen Nordwest geneigte

---

[1]) L. Hohenegger. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten, Gotha 1861, S. 40. — J. Niedzwiezki. Basaltvorkommnisse im Mährisch-Ostrauer Steinkohlenbecken. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXIII, 1873, S. 283—288. — E. Kittl. Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Annal. d. naturhist. Hofmuseums Wien, II, 1887, S. 237.

[2]) Römer. Geologie von Oberschlesien, S. 46. — D. Stur. Die Culmflora II. Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten; Abh. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1875—77. — E. Tietze. Zur Geologie der Gegend von Ostrau; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1893, S. 29—80. W. Jičinsky. Ist die Kohlenformation von Ostrau bis Weißkirchen von dem Rande der Culmschichten gegen Südosten noch vorhanden oder nicht? Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, XLII, 1894.

Flötze angetroffen. Erst östlich von diesen heftiger gefalteten, liegendsten Flötzen stellen sich die breiten Mulden und Sättel ein, welche den Bau des Reviers beherrschen.

Bei Orlau durchschneidet eine sehr bedeutende Verwerfung das gesamte Kohlengebirge in nordnordöstlicher Richtung und teilt die Flötze in zwei wohlgeschiedene Gruppen; die westlichen älteren sind die Ostrauer und die östlichen jüngeren die Karwiner Flötze. Jičinsky gibt die Gesamtmächtigkeit der Ostrauer Gruppe von dem liegendsten Vincenzflötz im Odertale aufwärts mit 3431 *m* an, sie enthält 63 bauwürdige Flötze mit zusammen 64·9 *m* Gesamtmächtigkeit an Kohle; die Karwiner Gruppe dagegen umfaßt vom Leopoldflötz in Karwin bis zum Oberflötz in Orlau 575 *m*, mit 25 bauwürdigen Flötzen und 22·4 *m* Mächtigkeit der Kohle. Dies würde für das ganze produktive Steinkohlengebirge etwa eine Mächtigkeit von 4000 *m* ergeben; aber nach Jičinsky ist es nicht gestattet die Ziffern zu addieren, weil die höchsten Ostrauer nicht mit den tiefsten Karwiner Flötzen übereinstimmen, sondern zwischen beiden Gruppen noch eine Lücke vorhanden ist, welche der Karwiner Tiefbau einstens auszufüllen haben wird.

Die Ostrauer Flötze bilden zwei gegen Süden geneigte Synklinalen mit kleineren sekundären Mulden. Stur hat gezeigt, daß beide Flötzgruppen verschiedene Floren besitzen und daß den tieferen Teilen der Ostrauer Gruppe in verschiedenen Horizonten dünne Lagen mit kleinen Meereskonchylien eingeschaltet sind. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß ein wiederholtes Einspülen des Meeres in die Gewässer stattfand, in welchen diese Flötze abgelagert wurden. Gegen oben, in den höheren Ostrauer Schichten, treten an die Stelle der kleinen Meereskonchylien andere von weniger ausgeprägtem marinen Charakter (Anthracosia) und unter dem mächtigen Johannflötz, welches zu den höchsten Ostrauer Flötzen gehört, hören diese Einschaltungen gänzlich auf. Ganz derselbe Vorgang zeigt sich aber auch in den tieferen Flötzgruppen von Oberschlesien und wiederholt sich auch weit von hier in anderen Gebieten, z. B. in Belgien, wo man bei Lüttich 13 solche marine Einschaltungen zählt und ebenso in mehreren englischen Revieren. In den Karwiner Flötzen wurde dagegen ähnliches noch nicht beobachtet; ebensowenig in den mittelböhmischen, sächsischen oder niederschlesischen Carbonablagerungen. Die Flora der Karwiner Flötze stimmt nach Stur mit jener von Schatzlar überein und man bezeichnet dieselben öfter geradezu als Schatzlarer Flötze.

Die große Mächtigkeit der tertiären Überlagerung in der Gegend von Oderberg ist die Hauptursache der breiten Unterbrechung zwischen den österreichischen und den preußischen Grubenbezirken. In Oberschlesien liegt zu unterst wieder eine Gruppe von Flötzen mit marinen Einschaltungen (Rybniker Flötze); sie entsprechen den Ostrauer Flötzen. Diesen folgen die mächtigen Sattelflötze, welche ihren Namen von der sattelförmigen Lagerung erhalten haben, die auf einer Linie von Zabrze bei Gleiwitz über Königshütte und Myslowitz bis nach Russisch-Polen sich geltend macht. Sie

dürften im allgemeinen der Lücke zwischen den Ostrauer und Karwiner Schichten entsprechen, doch mag auch noch das mächtige Johannflötz von Ostrau dieser Gruppe zufallen. Über der Sattelgruppe folgt die „Muldengruppe“ (Orzescher Schichten oder Rudaer- und Nicolaier Schichten), welche den Karwiner und den Schatzlarer Flötzen entspricht.[1])

Über die Art und Weise, in welcher die große Dislokation von Orlau nach Oberschlesien fortsetzt, sind verschiedene Vermutungen ausgesprochen worden und man hat versucht eigentümliche Störungen, welche bei Zabrze auftreten mit ihr in Verbindung zu bringen. Sicher ist, daß durch eine Dislokation ein westliches Gebiet mit Ostrau und Rybnik, in welchem nur oder fast nur tiefere Flötze vorhanden sind, abgetrennt wird von einem weit größeren, östlichen, muldenförmigen Gebiete, jenem der Karwiner Flötze, welche die Sattelflötze und die Ostrauer Flötze überlagern.[2]) Ein tiefes Bohrloch bei Paruschowitz unweit Rybnik hat nacheinander folgende Schichten durchfahren: 210 *m* tertiäre Überlagerung; 780·77 *m* Karwiner Schichten mit 64 Flötzen; 189·9 *m* Sattelgruppe mit 5 Flötzen und 822·67 *m* Ostrauer Schichten mit 12 Flötzen, welche in einer Tiefe der Bohrung von 2003 *m* noch nicht durchsunken waren.[3])

Im ganzen nehmen die Mächtigkeiten der Schichten von Westen gegen Osten deutlich ab, als wäre das Material für die carbonischen Sedimente von Westen her gekommen. Nach Gäbler umfassen die Ostrauer Schichten im Westen 6977 *m*, im Osten nur 1222 *m*; ihre 61 bauwürdigen Flötze mit 65·5 *m* Kohle schwinden gegen Ost auf 6 Flötze mit 8 *m* Kohle herab. Trotzdem zeigt die Gruppe der Sattelflötze gerade im Osten oft bedeutende Mächtigkeiten; sie können bis 12 *m* erreichen und am Xaveriflötz in Dombrowa kennt man Anschwellungen von 15 bis 17 *m*. Es wäre für das Studium der Kohlenflötze überhaupt von Bedeutung, wenn sich mit Bestimmtheit erweisen ließe, daß diese Abnahme der Mächtigkeiten der Flötze von einer rascheren Abnahme der Zwischenmittel begleitet wird.[4])

Trotz aller nachträglichen Dislokationen und vieler örtlicher Ausnahmen scheint das gesamte produktive Kohlengebirge dem von der Landecke bei Hultschin über Zyrawa, Tost und Krzeszowice ziehenden Bogen älterer Gesteine in der Weise angelagert zu sein, daß die älteren Ostrauer

[1]) Eine Übersicht der Beziehungen zwischen den österreichischen und preußischen Flötzen gibt R. Michael. Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Jahrb. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt, XXII, 1902, S. 317—340.

[2]) Ebert. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt, 1895, Neue Folge, Heft XIX. — Bernhardi u. Kirschniok. Zeitschr. d. oberschles. Berg- u. Hüttenmännischen Vereins. Oktober, Dezember 1899. — Ebert. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, Protokoll S. 11. Eine gute Übersicht der Verbreitung der Flötze gibt die geologische Karte von F. Bartonec, 1894 und für den Norden die Karte von Kunzel: Der oberschlesische Industriebezirk, bearb. zum V. allgem. deutsch. Bergmannstage 1892.

[3]) C. Gaebler. Kritische Bemerkungen zu F. Frech: Die Steinkohlenformation. Kattowitz, 1901, S. 14; auch Zeitschr. f. prakt. Geologie 1902, S. 129.

[4]) F. Frech. Lethaea geogn. II. Die Steinkohlenformation, 1899, S. 334.

Schichten mit den marinen Einschaltungen rings dem Rande genähert sind, während gegen die Mitte zu die jüngeren Flötze vorherrschen. Demnach würde das ganze Revier eine sehr ausgedehnte, gegen die Karpaten hin offene Mulde darstellen.

Gemäß dieser im großen bogenförmigen Anlage streicht auch das flötzreiche Gebirge von Myslowitz ostwärts über Sczakowa und Jaworzno mit seinen Randbildungen und mit den Ausläufern des großen Sattels von Zabrze-Myslowitz über die österreichische Grenze hin und erstreckt sich in Österreich über Sierdza bis Tenczynek bei Krzeszowice. Hier findet man sowohl die jüngeren als auch die älteren Flötze. Bei Jaworzno, an dem südöstlichem Abfalle, der von Myslowitz herüberstreicht, sind die jüngeren Pflanzen der Karwiner Schichten (Flora von Schatzlar) und in den Gruben von Tenczynek, nahe dem östlichen Rande, die marinen Einschaltungen der Ostrauer Flötze gefunden worden.[1]

Die gesamte Lieferung des Ostrau-Karwiner Reviers kann mit 60 Millionen Zentner im Jahre veranschlagt werden. Die Flötze des Gebietes von Krakau haben im Jahre 1900 infolge der Arbeiterausstände in anderen Teilen des Reiches ihre Leistung von 9·1 auf 11·6 Millionen Zentner erhöht, von denen 7 Millionen auf Jaworzno und 3 Millionen auf Siedrza entfielen.

Schon bei der Besprechung der Umrandung der Masse (S. 14.) wurde auseinandergesetzt, wie die Gesteine der Masse nordwärts gegen Schlesien und Russisch-Polen und ostwärts gegen Krakau unter der jüngeren Transgression allmählich verschwinden, wie die einzelnen Stufen in der Landschaft als Mulden und Höhenzüge kennbar sind, wie Rotliegendes, Buntsandstein, Muschelkalk und Jura als einzelne Zonen immer mehr nach Norden zurückweichen, wie aber die Reste der Kreide von dieser bogenförmigen Anordnung völlig unabhängig bis an den Sudetenrand bei Hotzenplotz heranreichen.

In Betreff der unteren Grenze der Transgressionen, nämlich zwischen dem Buntsandstein und dem Carbon, herrschen manche Meinungsverschiedenheiten, die sich wahrscheinlich dadurch erklären, daß die höchsten Teile des Carbon vor der Trias gleichfalls Abtragungen erlitten haben und daß die Transgression über eine unebene Fläche stattgefunden hat.

Wenn man in dem breiten und sandreichen Tale der Weichsel von Auschwitz abwärts, d. i. gegen Osten geht, erblickt man zur Rechten die langen und dunkeln Höhen der Karpaten, welche schon in ihren ersten Ketten oberhalb Bielitz 1100 *m* und ober Andrichau 900 *m* übersteigen. Zur Linken erscheinen dagegen zuerst vereinzelte Hügel, dann ein zusammenhängender, gegen Ost bis Alwernia ziehender Rücken, bedeckt von einer unterbrochenen Lage von Muschelkalk. Übersteigt man diesen Rücken gegen Nord, so gelangt man in eine gegen Westnordwest gestreckte, wenigstens zum Teil grabenförmig

[1] F. Tondera. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1888, S. 101 u. E. Tietze, ebda. 1892, S. 76.

gebaute Mulde, durch welche die Eisenbahn von Krakau über Krzeszowice und Trzebinia nach Szczakowa führt. Der nördliche Rand dieser wechselnd breiten Einsenkung erhebt sich im Osten bald zu 450 *m* und behält diese Höhenlage bis zur russischen Grenze; im Westen ist er in einzelne Hügel aufgelöst.[1])

Der südliche Rücken mit der Ruine Lipowetz westlich von Alwernia besteht aus Muschelkalk. Am Südfuße des Rückens ist an einigen Stellen das produktive Carbon aufgeschlossen. Im darauffolgenden Sandstein liegen unweit der Höhe auf den Äckern Stücke des *Araucarites Schrollianus*, es ist vermutlich der Horizont des versteinerten Waldes von Radowenz. Bald folgen die plattigen Mergelkalke des Röth (oberster Buntsandstein) und der untere Muschelkalk. Alle Glieder des Muschelkalkes neigen sich gegen die Mulde, an deren Nordrande der Jura hervortritt. Wie Bohrungen dargetan haben, befinden sich in der Mulde bis 200 *m* tiefe von miocänem Tone ausgefüllte Buchten.

Jenseits der Mulde gelangt man nach Durchquerung eines schmalen Saumes von Trias und Jura an eine Reihe von Aufschlüssen des produktiven Carbon, welche von den Kohlengruben von Sierdza her längs des Abhanges zu verfolgen sind. Oberhalb Trzebinia folgt hierauf ein mächtiges Conglomerat mit kopfgroßen Geröllen des Kohlenkalkes, der östlich von hier oberhalb Krzeszowice zu Tage tritt. Hohenegger und Römer zählten es zum Rotliegenden.[2]) Es ruht auf Sandstein und ist überdeckt von einer fortlaufenden Lage von Porphyrtuff und in enger Verbindung mit demselben erscheint der weniger mächtige, kristallinische Kalkstein von Karnowice mit seinen obercarbonischen Pflanzenabdrücken.[3]) Eine scheinbare Diskordanz mit den flötzführenden Schichten und anderseits die volle Konkordanz mit dem aufliegenden Porphyrtuff hatte bewährte Forscher in Zweifel über ihr Alter gelassen. Über dem Porphyrtuff und Röth folgt nun Trias mit Lappen von Jura bis zur russischen Grenze.

Im Osten oberhalb Krzeszowice erscheint Porphyr neben dem Porphyrtuff,[4]) daneben tritt Kohlenkalk und Culm als die Unterlage der flötzführenden Schichtfolge hervor. Hier sind die transgredierenden Zwischenglieder verschwunden und über den genannten Bildungen folgt unmittelbar der braune Jura.

Ebenso wie im Gebiete des Bober und der Katzbach am Nordrande der Sudeten vervollständigt sich hier gegen Osten die mesozoische Serie. Der Zechstein erscheint hier allerdings erst noch weiter im Osten im Gouverne-

[1]) E. Tietze. Geologische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXVII, 1887.

[2]) F. Römer. Über das Vorkommen des Rotliegenden in der Gegend von Krzeszowice, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XVI, 1864, S. 633—643.

[3]) M. Raciborski. Über die Permo-Carbon-Flora des Karnowicer Kalkes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Krakau, XXI, 1893, S. 353—394.

[4]) R. Zuber. Die Eruptivgesteine der Umgebung von Krzeszowice. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXXV, 1885. S. 735—756.

ment Kielce. Diese Transgressionen sind nur der Rand eines sehr ausgedehnten Transgressionsgebietes. Der Jura von Czenstochau läßt sich bis an den Strand der Ostsee verfolgen und das Übergreifen der mittleren und oberen Kreide zeigt sich im ganzen südlichen Rußland und noch im Norden des Aral. Alle diese Decken liegen flach ohne Diskordanz übereinander. Die jüngste Meeresbildung ist die tertiäre Decke, welche nicht so weit vom Karpatenrande abrückt, begleitet von zahlreichen kleineren Durchbrüchen von Basalt, welche eine außerordentliche Verbreitung, besonders zwischen Neiße und Oder besitzen. Zuletzt folgen die Bildungen der Oberfläche, die zahlreichen, namentlich über die Höhen westlich von Krakau ausgestreuten nordischen Blöcke und der Löß. Auf diese Weise gehen die Gebirge des mittleren Europa in die Ebenen des Ostens über.

Die Boskowitzer Furche und die Brünner Eruptivmasse.

Wandert man von Brünn gegen Westen über die bewaldeten Berge, welche aus den mannigfachen Gesteinen der großen Eruptivmasse von Brünn zusammengesetzt sind, so gelangt man nach einigen Wegstunden etwa zwischen Eichhorn-Bittischka und Rossitz an eine zwar nicht sehr steile, aber recht deutliche, ziemlich geradlinige Bodensenkung. Hier befindet sich der Waldessaum, und das vorliegende, etwas niedrigere Hügelland ist vorwiegend Feldboden; auf den frisch geackerten Flächen erkennt man aus der rotbraunen Farbe des Erdreiches das Rotliegende. Jenseits des breiten Schloßbaues von Rossitz und weiter im Süden sieht man den Rauch der Schächte aufsteigen, auf denen die permischen oder obercarbonischen Flötze zwischen Segen-Gottes und Oslawan abgebaut werden. In einer Entfernung von nur 4—5 *km* sieht man die Straßenzüge wieder zum Waldlande ansteigen, das etwa in der gleichen Höhe, wie die östlichen Berge, als eine fast horizontale Linie den Ausblick gegen Westen begrenzt. Es ist das Plateau des mährischen Urgebirges und die Furche bildet die auch orographisch deutlich ausgeprägte Westgrenze der sudetischen Gesteine.

Noch deutlicher als an der Oberfläche tritt die Furche im geologischen Kartenbilde hervor als ein Streifen von Rotliegend-Sandsteinen und Conglomeraten, der im Süden von älteren Gesteinen, im Norden teilweise von den Steilrändern der aufgelagerten Kreideformation begrenzt wird. Die tiefere Lage des Streifens wird allein durch den Einfluß der Abtragung auf die verschiedenen Gesteine hervorgerufen.

Kein Flußlauf folgt der Depression. Bei Eibenschitz quert die Oslawa bei Rossitz der Obora-Bach, bei Eichhorn-Bittischka die Schwarzawa und unterhalb Lettowitz die Zwittawa das Rotliegende; die engen Täler des Gneises werden nur wenig breiter im Rotliegenden, nehmen aber gleich wieder annähernd die frühere, schmale, felsige Form an, sobald sie in den Granit und Syenit der Brünner Eruptivmasse eintreten. Auf den Wasserscheiden zwischen den Flußläufen erheben sich die Rotliegendhügel, annähernd bis zur Höhe der benachbarten älteren Gesteine, so daß die Furche

stellenweise fast ganz aus dem Landschaftsbilde verschwindet. Am tiefsten eingesenkt ist sie nahe ihrem südlichen Ende bei Mährisch-Kromau und Eibenschitz, wo bereits die brakischen Wässer der miocänen Oncophorastufe in die Niederung eingedrungen sind. Weiter im Norden, etwa von Tischnowitz an, wird ihre Begrenzung unscharf, infolge der breiteren miocänen Buchten, welche sich in die Furche legen und auch über ihre Ränder hinausgreifen. Die Kreide reicht in einzelnen Schollen bis gegen Blansko und bildet von Gewitsch nordwärts die Westgrenze der Furche in Form eines Steilrandes. Überdies zerteilt sich dort die Furche und wird von horstartig aufragenden Rücken älteren Gebirges unterbrochen.[1])

Im Norden, bei Senftenberg und Geiersberg schließen sich an das Rotliegende der Boskowitzer Furche freilich zum großen Teile durch die Kreidedecke verhüllt, die nordwestlich streichenden Gneise des Böhmischen Kammes und des Schwarzen Berges zwischen Grulich und Gabel, stellenweise durchbrochen von kleineren granitischen und syenitischen Stöcken. Der Saum von Glimmerschiefer, Phyllit und Hornblendeschiefer, der bei Reichenau und Rokitnitz unter der Kreide verschwunden war, kommt in der Gegend zwischen Schildberg und Gabel in Verbindung mit den erwähnten Wackengneisen wieder zum Vorschein. Das Streichen wendet sich allmählich gegen Ost-West, während sich zu den genannten Gesteinen in streifenförmigen Einfaltungen die devonischen Grauwacken gesellen. In der Gegend des Netztales bei Gewitsch und westlich davon in dem horstartigen Phyllitrücken des Kohlberges bei Mollein deutet ein rascher und oft unvermittelter Wechsel des Streichens aus der nordsüdlichen in die ostwestliche Richtung auf verwickelte Störungen des Gebirgsbaues.[2]) Südlich davon wird der bereits früher stellenweise auftauchende Culm herrschend mit dem normalen nordöstlichen Streichen des sudetischen Außensaumes.

Unweit von Knihnitz nördlich von Boskowitz, taucht aus einer Ummantelung von Culm und einem unterbrochenen inneren Saume von Devonkalk das Nordende der bereits öfter genannten Brünner Eruptivmasse; eines sehr ausgedehnten und mannigfach zusammengesetzten Batholiten, der bald knapp an das Rotliegende der Furche anschließt und sich gegen Süden noch über diese hinaus bis in die Nähe von Mißlitz erstreckt. Am Ostrande

[1]) Für den böhmischen Teil der Boskowitzer Furche s. H. Wolf. Bericht über die geologischen Aufnahmen im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIV, 1864, Heft 4, S. 463—493. — Für den nordmährischen Teil A. E. Reuss. Beiträge zur geognostischen Kenntnis Mährens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, Bd. V, S. 659 bis 765 u. bes. E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. LI, 1901, S. 317—729. — Den mittleren Teil beschrieben A. Makowsky und A. Rzehak. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn, als Erläuterungen z. geolog. Karte. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, Bd. XXII, 1884, S. 1—154 u. L. v. Tausch. Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLV. 1895, S. 265—494.

[2]) Tietze. l. c. S. 65.

der Eruptivmasse verbreitert sich der Saum von Devonkalk und bildet den nur 3—5 *km* breiten Streifen des mährischen Karstes, der sich südwärts bis zum Hadyberge bei Brünn fortsetzt.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteine innerhalb des großen Stockes veranlaßte TAUSCH zu der allgemeinen Benennung „Brünner Eruptivmasse", an Stelle der früher gebräuchlichen Namen Syenit oder Granit-Syenit. Die größte Verbreitung namentlich in den nördlichen und östlichen Teilen des Stockes besitzt ein recht grobkörniger und orthoklasreicher, quarzarmer Granit oder Syenit mit wechselndem Gehalte an grüner Hornblende und an Biotit. In breiten Zonen nimmt er reichlich Plagioklas auf und verwandelt sich dann in grobkörnigen oder mittelkörnigen, oft sehr hornblendereichen, dunkeln Diorit; so besonders in der Gegend westlich und südwestlich von Brünn; bei Schöllschitz südlich von Brünn erscheinen selbst Diallag-Gesteine und Serpentine. Nahe dem Westrande dagegen werden stellenweise grobkörnige, muskowitführende und aplitische Orthoklasgesteine herrschend und gegen Süden, an manchen Stellen des Obravatales und insbesondere am Mistkogel bei Mährisch-Kromau treten mittelkörnige, zum Teile flaserige und gneisartige Biotitgranite auf, wie bereits bemerkt, recht ähnlich den Graniten, welche noch weiter im Süden in der Umgebung von Eggenburg und Meißau knapp an die Gesteine der moravischen Zone anschließen.

Wo die Ostgrenze der Eruptivmasse in dem dichtbewaldeten Lande gut beobachtet werden kann, ist sie von tektonischen Störungen begleitet. Beim alten Hochofen von Josefstal, unweit östlich von Adamstal, fällt devonischer Kalk unter den Syenit ein; die steile, transversale Schieferung des Kalkes deutet auf starke Beeinflussung durch Bewegungsvorgänge. In den nördlichen Tälern bei Laschanek und an der Straße nach Sloup östlich von Blansko, lehnen die Kalke mit einer sehr steilen Begrenzungsfläche am Syenit. Nahe dem Nordende der Masse bei Wratikow unweit Boskowitz, erscheinen neben dem Kalkstein die harten Quarzitbänke und Schiefer des Unterdevon an der Syenitgrenze steil, fast senkrecht einfallend.[1] Hier und nördlich bei Schebetau wie an vielen anderen Stellen des Randes ist der Syenit, ebenso wie das Unterdevon durch Gebirgsdruck und Bewegung stark beeinflußt und in chloritische oder auch sericitische Schiefer umgewandelt.[2] Nur so erklärt sich die Beschreibung REICHENBACHS von dem Übergange des Syenits in sein sogenanntes Lathon, d. i. in die Schiefer und Quarzite des Unterdevon.[3]

Als solche dynamische Umwandlungsprodukte des Syenits und der Diorite an breiten Quetschzonen sind auch die Züge von chloritischen und phyllitartigen Schiefern zu deuten, welche in zumeist nordsüdlicher Rich-

---

[1]) Die Spuren von Unterdevon, welche TAUSCH von der südlicheren Syenitgrenze angibt, sind sehr zweifelhaft.

[2]) E. TIETZE. l. c. S. 14.

[3]) Karl REICHENBACH. Geologische Mitteilungen aus Mähren. Geogn. Darstellung d. Umgegenden von Blansko, Wien 1834, S. 76.

tung die Eruptivmasse durchziehen; sie verhalten sich zu den genannten Gesteinen etwa wie die Pfahlschiefer am bayrischen Pfahle zu den benachbarten Graniten.

Beiläufig in der Mitte der Eruptivmasse ist an einer nordsüdlichen Verwerfung ein Streifen von unterdevonischen Sandsteinen und Quarziten in die Masse versenkt; die Schichten sind steil gestellt und wurden wegen ihrer größeren Härte langsamer abgetragen als der umgebende Syenit. Der nordsüdlich gestreckte Kamm des Babylom (563 *m*), zwischen den Orten Wranau und Gurein wird von den steil gegen Himmel ragenden Schichtköpfen der harten Quarzconglomerate gebildet, von welchen man einen

Fig. 54. Steilgestellte Bänke von Quarzconglomerat des Unterdevon am Babylom bei Zinsendorf nördlich von Brünn.

weiten Ausblick auf das nur wenig niedrigere einförmige Plateau- und Hügelland, auf die Rotliegendfurche und südwärts über Brünn hinaus auf die tertiäre Ebene genießt (Fig. 54). Auf derselben Linie und in deren südlichen Fortsetzung liegen die Quarzite und Sandsteine des Gelben Berges und des Roten Berges bei Brünn; ihre Schichten sind weniger geneigt aber auch sie sind an einer Verwerfung abgesunken, die man sehr gut vom Wege nach dem Schreibwald aus auf dem steilen Nordgehänge des Roten Berges zur Schwarzawa überblicken kann. Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß diese Vorkommnisse sich in der Hauptverbreitungszone der genannten chloritischen Schiefer befinden. Den Fuß des Babylom sowohl als auch den Fuß des Gelben Berges und den Untergrund der benachbarten

Stadtteile von Brünn, den Spielberg und den Franzensberg, bilden diese Schiefer in ganz typischer Entwicklung.

Aber auch die Westseite der Eruptivmasse ist zum weitaus größten Teile durch jüngere Verwerfungen begrenzt, wie sich sogleich aus der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Boskowitzer Furche ergeben wird. Schon Tausch hat darauf hingewiesen, daß das Grundconglomerat an der Westgrenze der Furche aus den Trümmern des benachbarten Urgebirges besteht, und zwar nächst Eichhorn-Bittischka aus den benachbarten Gneisen und Amphiboliten und Stücken von Gangquarz, weiter im Norden bei Bukowitz aus kleinen Brocken des benachbarten Phyllits und bei Lissitz aus unregelmäßigen Bruchstücken des benachbarten kristallinischen Kalkes.[1]) Noch auffallender wird die Erscheinung in den südlicheren Strecken. Das Grundconglomerat unter den Rossitzer Kohlenflötzen besteht vorwiegend aus Bruchstücken von Phylliten und verschiedener Varietäten von Bittescher Gneis und südlich von Oslawan erscheinen die benachbarten Gneise, Granulite und Serpentine in diesen Liegend-Conglomeraten.

Ebenso bemerkte bereits Tausch, daß die Conglomerate am Ostrande fast ausschließlich aus Trümmern von Culmgrauwacken, Culmschiefern und Devonkalk bestehen; daß dagegen der unmittelbar benachbarte Syenit auffallenderweise in diesen Conglomeraten bisher noch nicht gefunden wurde. In der nördlichen Fortsetzung, bei Knihnitz, wurden diese Beobachtungen von Tietze bestätigt[2]) und auch in der ganzen südlichen Erstreckung über Eichhorn, Neslowitz und Eibenschitz bis über den Bahnhof von Mährisch-Kromau hinaus kann ein wechselnd breiter Streifen von sehr großblöckigen Conglomeraten verfolgt werden, in denen zumeist die Culmgrauwacke, manchmal auch der Devonkalk vorherrscht.[3]) Südlich von Eibenschitz greifen diese Conglomerate immer weiter gegen Westen und in der Umgebung von Mährisch-Kromau, nahe dem Südende der Furche wird ganze Breite vorwiegend von Conglomeraten eingenommen in denen stellenweise die Trümmer des Urgebirges mit denen des Culm und des Devon gemengt sind.

Im Norden bei Knihnitz greift, wie bereits erwähnt wurde, der Culm noch übermantelnd auf die Westseite des Syenits über, verschwindet aber bald gegen Süden; dagegen sind an mehreren Stellen schmale Streifen Devonkalk zwischen Syenit und Rotliegend-Conglomerat eingeschaltet. Die lichten, in der Landschaft recht auffallenden Kalke bilden wahre Klippen im Rotliegenden. Vom Ostabhange des Horkaberges bei Kornitz (nördlich von Gewitsch) beschreibt Tietze ein ganz isoliertes Vorkommen von Devon-

---

[1]) Tausch. l. c. S. 363.

[2]) E. Tietze. l. c. S. 337.

[3]) Diese östlichen Conglomerate wurden früher als ein Sandstein-Conglomerat im Hangenden und als das jüngste Glied der ganzen Schichtreihe aufgefaßt; aber schon die unmittelbare Auflagerung auf Devonkalk, die an vielen Stellen beobachtet werden kann, beweist, daß man es hier ebenso mit einem Grundconglomerat zu tun hat wie bei den Gneisconglomeraten des Westrandes.

kalk und grober Kalkbreccie mitten im Rotliegenden. An den Kalkklippen zwischen den Dörfern Malostowitz und Czebin östlich von Tischnowitz und ebenso bei Schloß Eichhorn kann man die unmittelbare Auflagerung der Rotliegend-Conglomerate, die hier stellenweise bloß aus Kalkblöcken bestehen, vortrefflich beobachten. Am Westabhange der weithin sichtbaren Kalkkuppe Czebinka (431 *m*) ziehen die westfallenden Conglomeratbänke, welche Fossilien des unterlagernden Devon enthalten, bis auf mehr als zwei Drittel der Höhe hinauf.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich bereits folgendes: zuerst, daß die Anlage der großen Störungslinie, welche heute durch die Boskowitzer Furche vorgestellt wird, schon in vorpermischer Zeit vorhanden war, ferner daß schon zur Zeit der Bildung des Rotliegenden westlich von dieser Linie die kristallinischen Gesteine des südlichen Urgebirges und östlich von derselben die sudetischen paläozoischen Sedimente den Untergrund der neuen Sedimente gebildet haben,[1]) und drittens, daß der Eruptivstock zur Permzeit noch nicht bloßgelegt war; denn sonst müßten sich auch seine Trümmer im Rotliegenden vorfinden. Er war offenbar noch verborgen unter dem Mantel von Culm und Devon, dessen Reste Tietze in der Umgebung von Knihnitz nachgewiesen hat. Erst spätere Verwerfungen haben hier Devon und Rotliegendes in die unmittelbare Nachbarschaft der Eruptivmasse gebracht und man darf an diesen Kalkklippen, auch wenn das Eruptivgestein jünger ist als Devon, keine Kontaktbildungen erwarten.

Die Lagerungsverhältnisse des Rotliegenden innerhalb der Furche geben weitere Aufschlüsse über die Natur der großen Störung. Über dem Liegend-Conglomerate[1]) folgen bald die drei Kohlenflötze, von welchen hauptsächlich das mächtigste oberste (1—2 *m*, bei Zbeschau selbst 4—7 *m*) auf den Schächten zwischen Segen-Gottes und Oslawan abgebaut wird. Die Flötze fallen mit etwa 45°, stellenweise auch flacher, gegen Ost mit geringen örtlichen Verwerfungen. In der Tiefe scheint der Fallwinkel steiler zu werden. Im Norden scheinen sie bald auszukeilen, während an der südlichen Endigung bei Neudorf die tektonischen Störungen eine größere Rolle spielen. Schon zwischen den Flötzen befinden sich stellenweise mehr als 90 *m* mächtige Komplexe von teils conglomeratartigen, teils weniger groben Sandsteinen. Darüber folgt ein vielleicht mehr als 2000 *m* mächtiger Komplex von sehr mannigfachen Sedimenten: roten und grauen Sandsteinen und Arkosen, teils dünnschiefrig und teils grob gebankt, mit einzelnen Lagen dünnblättriger, kohliger Schiefer, sogenanntem Brandschiefer, welche an vielen Stellen sehr reichliche Pflanzenabdrücke und Fischreste und auch einzelne Stegocephalen enthalten. Das Fallen nimmt an der Oberfläche gegen Osten immer mehr ab, so daß z. B. im Tale westlich von Neslowitz (Eibenschitz N), die sandigen Schiefer nur mehr mit einem Winkel von kaum 10°

[1]) S. Makowsky u. Rzehak, l. c. S. 64 ff. u. W. Helmhacker, Übersicht der geologischen Verhältnisse der Rossitz-Oslavaner Steinkohlenformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, S. 447—460.

gegen Ost geneigt sind. Dieses ziemlich flache Ostfallen bleibt fast über die ganze Breite der Furche auch in der nördlichen Erstreckung herrschend, aber am Ostrande erheben sich ganz unvermittelt neuerdings die aus Devon und Culm bestehenden Grundconglomerate mit steilem Westfallen und scheinen sich an den Syenit und an die Kalkklippen anzulehnen. Man beobachtet dieses westliche Einfallen in trefflicher Weise knapp am Rande der östlichen Erhebung, welche die Furche begrenzt, beim Bahnhofe von Mährisch-Kromau, bei Eibenschitz und bei Neslowitz. In der Umgebung von Eichhorn stehen diese harten Conglomeratbänke stellenweise fast senkrecht und schmiegen sich an den benachbarten Devonkalk. Westliches Fallen in einem etwas breiteren Streifen und sonstige Unregelmäßigkeiten der Lagerung haben Reuss und Tausch vom Rande der Furche bei Boskowitz beschrieben. Ebenso fällt nach Tietze das dem Culm angelagerte Rotliegende am Douby-Berge bei Knihnitz steil gegen Westen. Auch weiter im Norden bei Gewitsch, wo ebenfalls fast über die ganze Breite der Furche östliches Fallen herrscht, neigen sich die Schichten nahe dem Ostrande am Proklest und am Hegeberge gegen Westen.

Ohne Zweifel liegt eine bedeutende Verwerfung in der Furche selbst, und zwar nahe an ihrem Ostrande. Am deutlichsten wird das dort, wo schon die schwach ostfallenden höheren, sandigen und schiefrigen Schichten des Perm, die östlichen Liegend-Conglomerate ganz unvermittelt steil ostwärts emporsteigen, wie beim Dorfe Neslowitz und am Fuße der oben genannten Czebinka beim Dorfe Czebin. Die aus Culm und Devon bestehenden Conglomerate, einschließlich der Klippen von Devonkalk, bilden demnach einen langen, schmalen Streifen, der von zwei Verwerfungen begrenzt ist: einer östlichen am Rande des Syenits und einer westlichen am Rande der jüngeren permischen Sandsteine und Schiefer. Freilich ist der Streifen stellenweise sehr verschmälert oder ganz verschwunden, so daß die ostfallenden Permschichten, teilweise von Löß verhüllt, fast bis an den Syenit herantreten. In jedem Falle steigt das Terrain, ob Liegend-Conglomerat oder Syenit, an der Grenze dieser Hangendschiefer in einer auffallenden Stufe empor.

Südlich vom Dorfe Tetschitz bei Rossitz aber liegt die östliche Verwerfung nicht mehr zwischen Devonkalk und Syenit, sondern zwischen Devonkalk und Rotliegendem; in einem Steinbruche beim Dorfe Neslowitz sieht man eine deutliche Verwerfung zwischen dem Grundconglomerat und verwitterten Schiefern (Culm?) aufgeschlossen. Der Kalk klebt hier unmittelbar am Eruptivgesteine und wird stellenweise sogar von diesem umschlossen und von pegmatitischen Gängen durchsetzt. Wo Kalkaufbrüche auf der Strecke von Tetschitz über Neslowitz bis in die Nähe von Eibenschitz vorhanden sind, zeigen sie hochgradige Veränderung durch den eruptiven Kontakt und sind größtenteils in Kalksilikathornfels verwandelt.[1]) Die Zugehörigkeit dieser Kalke zum Devon läßt sich wohl nicht mit vollster

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1900, S. 374.

Sicherheit beweisen, da bei der weitgehenden Umwandlung Fossilreste nicht zu erwarten sind; sie bleibt aber nach der ganzen Lage in der Fortsetzung der fossilführenden Kalke von Eichhorn gewiß sehr wahrscheinlich und so kann an dem nachdevonischen Alter der Brünner Eruptivmasse kaum gezweifelt werden.[1] Die Gesteine dieses Eruptivstockes sind vollkommen verschieden von den Granitstöcken im Westen und können nicht zum südlichen Urgebirge gerechnet werden. Am nächsten liegt der Vergleich mit den Eruptivstöcken, welche weiter im Norden den kristallinischen Zonen der Sudeten eingelagert sind, dem Granit von Friedeberg und dem Syenit von Reichenstein, von denen der letztere die vermutlich silurischen Sedimente von Wartha im Kontakte verändert hat.

Wie Tietze sehr richtig bemerkt, wird die Grenze des Rotliegenden gegen die Nachbargesteine keineswegs überall durch Verwerfungen bestimmt und namentlich an der Westgrenze wird eine unmittelbare Auflagerung der Conglomerate auf das Urgebirge häufig beobachtet. Die Rotliegend-Sedimente haben sich anscheinend zugleich mit der absinkenden Gneisscholle, der sie auflagern, zu der Verwerfung geneigt, welche die Furche nahe ihrem Ostrande durchzieht; die mehr oder weniger steile Schichtstellung hat nun einen breiteren Streifen von Rotliegendem vor der Abtragung bewahrt, welcher der weitaus größte Teil der Permsedimente im Innern der böhmischen Masse zum Opfer gefallen ist. Nach dieser Auffassung bildet das Rotliegende im südlichen Teile der Boskowitzer Furche das freilich viel ausgedehntere Gegenstück zu der Permscholle, welche weit im Westen bei Erbendorf in Bayern knapp an der Fichtelgebirgs-Randspalte in geneigter Stellung dem Urgebirge angelagert ist, nur mit dem Unterschiede, daß dort die ungestörte mesozoische Tafel, hier aber die gefalteten paläozoischen Gesteine der Sudeten dem Bruche vorgelagert sind.

Verfolgen wir die Furche vom Syenitende bei Knihnitz nordwärts, so müssen wir in erster Linie die neuere ausführliche Beschreibung von Tietze zu Rate ziehen. Das Bild scheint hier im allgemeinen weniger einfach und übersichtlich zu sein, und zwar hauptsächlich infolge zweier Umstände: erstens, infolge des Eingreifens der Kreide und der Tertiärbildungen, welches sich zum Teil schon im Süden bei Tischnowitz bis Blansko und Boskowitz bemerkbar macht und Stücke des Randes und Teile der Furche der Beobachtung entzieht und zweitens infolge des Hinzutretens neuer Störungen, welche die Furche in parallele Depressionen zerteilen und Inseln älterer Gesteine, als Horste, zwischen dem Rotliegenden abgrenzen.

Von Knihnitz und Lettowitz setzt sich die Furche nordwärts über Gewitsch fort und bricht dann ziemlich plötzlich ab an dem Phyllitrücken des Dubrawitzberges bei Neu-Turnau. Dieses Stück der Furche ist zum großen Teile mit tertiären Sedimenten ausgefüllt und heißt die kleine Hanna. Noch immer herrscht, so wie im Süden fast über die ganze Breite der Furche

[1]) Bezüglich der von vielen Forschern gehegten gegenteiligen Ansicht s. vor allem E. Tietze. Die geogn. Verhältnisse von Landskron etc. S. 341—357.

östliches Einfallen der Rotliegendschichten und nur nahe am Ostrande macht sich wieder stellenweise eine steile Aufschleppung mit westlichem Fallen bemerkbar. Nordöstlich von Gewitsch beim Horkaberge und in der Nähe des Netztales vollzieht der Ostrand eine plötzliche Wendung aus der nordnordöstlichen in die nordnordwestliche Richtung. Auffallende Störungen in den alten Schiefern und im Culm, welche hier an den stumpfen Winkel unmittelbar anschließen, stehen vielleicht mit dieser Wendung im Zusammenhange, indem vielleicht die Randbrüche in das alte Gebirge übergreifen und Schollen desselben verschoben haben.

Der Streifen von Rotliegendem, welcher den Steilabfall des Hornberges und des Schönhengst über Krönau und Kunzendorf begleitet und sich bis an die Granite bei Pottenstein erstreckt, liegt nicht in der Fortsetzung der kleinen Hanna; sein südliches Ende bei Krönau ist von dieser abgetrennt durch einen Rücken älterer Gesteine, welcher zum großen Teile von Kreide verhüllt ist. Amphibolite und Serpentine bei Lettowitz, Phyllite bei Raubanin, Culm und Phyllit am Kohlberge bei Mollein, alte Grauwacken am Hussakberge und am Spálený Vrch bilden diese eigentümliche Brücke, welche in schiefem Winkel den gesamten Rotliegendstreifen durchquert. Tietze hat sie als den Molleiner Horst bezeichnet, im Osten verwächst sie mit dem erwähnten Dubrawitzberge, der die kleine Hanna abschließt.

In dem auf diese Weise abgetrennten nördlichen Teile der Furche wird die Westgrenze des Rotliegenden ausschließlich vom Steilrande der Kreide gebildet; es läßt sich deshalb nicht mit Sicherheit bestimmen, in welcher Breite hier die Sedimente von der vorcretacischen Abrosion bewahrt geblieben sind. Noch ziemlich weit im Westen sind sie bei Klopota an der Stillen Adler unterhalb Wildenschwert aufgeschlossen, und zwar in Verbindung mit Porphyr, der sonst in der ganzen Erstreckung der Boskowitzer Furche fehlt. Sie sind hier bereits sehr wenig mächtig und es kommt auch bald Gneis unter der Kreide zum Vorscheine, so daß man annehmen kann, daß man sich hier bereits am äußersten Westrande des sehr verbreiterten Streifens befindet.

Die wahre Fortsetzung der kleinen Hanna jenseits des Dubrawitzberges bei Neu-Turnau bildet eine zweite Depression, parallel der eben erwähnten Furche von Krönau. Sie ist von dieser im Süden durch die nördlichsten Ausläufer des Molleiner Horstes, die Phyllitrücken des Eichwaldes und des Goldberges bei Mährisch-Trübau abgetrennt. In ihr liegen die Orte Dittersdorf und Triebendorf und bei der Stadt Landskron wird sie von der Sazau durchströmt. Ihre Ausfüllung besteht nach Tietze aus einer breiten Kreidesynklinale; nur im Norden östlich von Rotwasser sind Spuren von Rotliegendem bemerkt worden. Vermutlich hat man es hier mit einer zweiten jüngeren Senkung zu tun und der Vergleich liegt nahe mit dem südlichen verschmälerten Ende der Neisse-Senke, welches fast bis in diese Gegend, bis Schildberg nordöstlich von Landskron, hereinstreicht.

Wie oben gesagt wurde, ist die erste Anlage des großen Bruches zwischen Sudeten und Urgebirge vorpermisch. Von späteren Störungen geben die geneigten Schichten und die Verwerfungen im Rotliegenden Zeugnis, überdies sind Anzeichen vorhanden, daß die Bewegungen auch noch in nachcretacischer Zeit fortgedauert haben. Bei Kunzendorf unweit Mährisch-Trübau hat Tietze an einigen Punkten mitten im Rotliegenden der Furche spärliche Reste von Pläner nachgewiesen; sie liegen etwa 150 *m* tiefer als der Pläner der ungestörten oder sehr flach gegen West geneigten Kreidetafel, welche am Schönhengst und am Rothügel zur Rotliegendmulde abbricht, nur in 400 *m* Seehöhe, während das Rotliegende unter dem Steilrande bis über 500 *m* ansteigt. Weiter im Süden, am Hornberge nordöstlich von Brüsau, hat bereits Reuss an einem damals im Abbaue befindlichen, cenomanen Braunkohlenflötze eine steile Flexur beobachtet.

Vor allem ist aber hier eine lange Flexur der Kreide zu erwähnen, welche aus der Gegend von Wildenschwert über Böhmisch-Trübau und Schirmdorf gegen Zwittau verläuft; südlich von Zwittau bei Mährisch-Rotmühl scheinen sich Verwerfungen einzustellen. Diese Flexur begleitet den Westrand einer langen Depression, welche im Gegensatz zur Rotliegendfurche der Länge nach von zwei Flußläufen durchzogen ist; gegen Süden fließt die Zwittawa und gegen Norden die Trübe, bei den Teichen von Abtsdorf liegt die Wasserscheide innerhalb dieser flachen Einsenkung, deren Parallelismus mit dem nördlichen Teile der Boskowitzer Furche sehr in die Augen fällt. Sie scheint ein Gegenstück zu sein zu der Kreidesenkung von Landskron, welche die Boskowitzer Furche im Osten begleitet.

Als Reste einer einstmals weit verbreiteten Decke liegen einige Lappen des mittleren und oberen Jura in der Gegend Olomutschan und Ruditz bei Blansko und bilden bei Brünn drei kleinere Hügel, den Julienfelder Berg, den Lateiner Berg und die Schwedenschanze.[1] Der ausgedehnteste der Lappen legt sich bei Olomutschan ungestört quer über die Grenze von Syenit und Kalk, es zeigt sich somit, daß die Störung, welche diese beiden Gesteine trennt, schon während des Jura in derselben Weise wie heute bestanden hat. Unmittelbar auf dem Syenit liegen bei Olomutschan graue und gelbe Kalke mit Trümmern des Syenits;[2] sie gehen bald in Crinoidenkalke über; diese bilden den obersten Dogger, dann die untere Oxfordstufe in Form von Sandsteinen mit mergeligen Zwischenlagen und gelblichen, kieseligen Kalksteinen. Dagegen greift das obere Oxfordien (Ruditzer Schichten) über die älteren Sedimente hinaus gegen Osten, legt sich unmittelbar auf den Devonkalk und füllt seine vorjurassischen Klüfte und Dolinen. In zweierlei Hinsicht haben die Ablagerungen dieser Stufe technische Verwertung gefunden, die Ansammlungen von Eisenerzen, die besonders in den tiefsten

[1]) V. Uhlig. Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. Geolog. und paläontolog. bearbeitet. — Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. I, Wien 1881, S. 111—182.

[2]) Tausch. l. c. S. 381.

Spalten des Devon angereichert sind, haben die Eisenindustrie in der Umgebung von Blansko ins Leben gerufen. Die Eisengruben sind gegenwärtig sämtlich aufgelassen; dagegen finden die „Ruditzer Tone“ aus dem Hangenden der Stufe sowohl in den Tonwarenfabriken der näheren Umgebung als auch in entfernteren Teilen von Mähren noch große Verwertung. In der Nähe von Brünn sind nur die Kalke dieser höheren Stufe des Jura vertreten und die Kalke der Schwedenschanze im besonderen sind nach Uhlig vielleicht schon der Kimmeridgestufe zuzurechnen.[1])

An vielen Stellen hat das miocäne Meer tief in die Boskowitzer Furche eingegriffen und die fossilführenden Sande und Tegel bei Mährisch-Kromau, bei Eibenschitz, dann bei Tischnowitz und Boskowitz und dann viel weiter im Norden in der Umgebung von Abtsdorf und nördlich von Landskron, ja selbst noch jenseits der Wasserscheide gegen die Elbe bei Schirmdorf südlich von Böhmisch-Trübau und bei Wildenschwert an der Stillen Adler beweisen, daß sowohl die Hauptfurche als auch ihre östlichen und westlichen Begleiter bereits vor der mittleren Tertiärzeit, wenigstens teilweise als Vertiefung bestanden haben[2]) und daß auch die weitgehende Zerstückelung der transgredierenden Kreidedecke und auch die Bildung des auffallenden Steilrandes am Schönhengst der Hauptsache nach von vormiocänem Alter sind. An mehreren Punkten, bei Knihnitz, bei Opatowitz und bei Turnau, wurden bei Brunnenbohrungen mehr als 100 *m*, bei Mährisch-Trübau selbst 192 *m* miocänen Tegels durchstoßen. Man ersieht, daß die vormiocäne Erosion auch im Untergrunde der Kreide bereits tiefe, und wie es scheint, recht steilwandige Ausfurchungen geschaffen hatte, ähnlich wie das über dem Kohlengebirge bei Ostrau der Fall gewesen ist. In die Senkung zwischen dem südlichen Urgebirge und den Sudeten ist demnach das Meer der Kreideformation von Norden und das miocäne Meer von Süden aus eingedrungen. Bei der bedeutenden Höhenlage einzelner miocäner Vorkommnisse (Laschanek bis Blansko 470 *m* und Wigstadtl in Schlesien 480 *m*) und bei deren Auftreten noch jenseits der Wasserscheide bei Wildenschwert, ist es befremdend, daß noch weiter im Norden im Elbegebiete miocäne Sedimente bisher völlig unbekannt sind.[3])

Überblickt man noch einmal das über die Boskowitzer Furche und seine Umgebung Gesagte, so verdienen die folgenden Punkte besonders hervorgehoben zu werden. Der Streifen von Rotliegenden ist im ganzen durch die Senkungserscheinungen am Ostrande des Urgebirges von der Abtragung bewahrt geblieben und kann den Rotliegendspuren verglichen werden, welche im Westen der böhmischen Masse an mehreren Stellen die fränkischen Brüche begleiten. Im Norden ist die Breite des Rotliegendstreifens, wegen teilweiser Überdeckung durch die Kreide, schwer abzuschätzen;

[1]) l. c. S. 140.

[2]) J. Procházka. Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Miocängebietes der Umgebung von Mährisch-Trübau.

[3]) Tietze. l. c. S. 702.

die Hauptdepression ist dort von parallelen Senkungen begleitet und zu den Begleitern können noch weiter im Norden auch die Störungen bei Pottenstein und südöstlich von Josefstadt gerechnet werden, welche zu der großen Flexur von Eisenstadt und Liebenau hinüberführen (S. 250). Zwischen Lettowitz und Mährisch-Trübau wird die Hauptfurche durch einen schräggestellten Horst alter Schiefer in zwei Furchen zerteilt, welche einander ablösen. In dem südlichen Teile der Furche nimmt man wahr, daß dieselbe nicht einen Graben im vollsten Sinne darstellt, sondern daß das Rotliegende im Westen häufig dem Urgebirge auflagert, daß aber nahe am Ostrande und am Ostrande selbst, begrenzende Längsverwerfungen sehr deutlich hervortreten. Die Brünner Eruptivmasse steht mit der Bruchzone nicht in unmittelbarem Zusammenhange; sie stellt wahrscheinlich einen Aufbruch innerhalb der Sudeten dar und ist sowohl an den Rändern, als in ihrem Innern von späteren Brüchen begleitet. Die Kontakterscheinungen an den Kalken von Tetschitz und Neslowitz lassen auf ihr nachdevonisches Alter schließen. Als südlichste Ausläufer der Brünner Eruptivmasse können mit großer Wahrscheinlichkeit die Granite von Eggenburg und Meissau gelten und vielleicht ist diesen auch noch der sehr entlegene Granitaufbruch vom Waschberge bei Stockerau zu vergleichen (S. 18).

Die Anlage der großen Störungszone, welche die Boskowitzer Furche darstellt, fällt in die vorpermische Zeit; damals bereits befand sich hier die scharfe Grenzlinie zwischen den sudetischen Sedimenten des Culm und Devon und den Gesteinen des südlichen Urgebirges. Die Brünner Eruptivmasse ist erst infolge nachpermischer Abtragung an die Oberfläche gelangt. Sie liegt noch ganz innerhalb der Sudeten, denn im Norden bei Deutsch-Knihnitz wird sie vom Culm übermantelt, ein zerrissener Saum von Devonkalk begleitet ihren Westrand und weit im Süden bei Mißlitz und Hosterlitz erscheint nochmals ein kleiner Streifen von Culm, begleitet von Devonkalk, knapp am Rande des Urgebirges.

Landschaft und Eiszeit in den Sudeten.

Auf die reichere landschaftliche Gliederung der sudetischen Gebiete, als einer Folge der weitgehenden tektonischen Zerstückelung wurde bereits oben hingewiesen. Man trifft hier die größten landschaftlichen Gegensätze, welche die böhmische Masse überhaupt darbietet; die tiefsten Strecken, in denen die Elbe alte Schiefer und Granite unter der Kreidedecke anschneidet, können hieher gerechnet werden und auch die höchsten Erhebungen im Riesengebirge fallen ihnen zu. Neben den am dichtesten bevölkerten fast ebenen Landstrichen, befindet sich ein gipfelreicher Gebirgsstock aus Granit und Schiefer mit alten Gletscherspuren und Resten der nordischen Flora; neben den Kämmen und den tief eingesenkten flachen Mulden mit Gesteinen des Carbon und des Rotliegenden, die hochgelegenen Kreidetafeln mit ihren bezeichnenden Felsformen; an die kammartigen Höhenzüge und an die breiten Waldberge der mittleren und östlichen Sudeten schließen

sich weiter im Süden Landstriche, in denen die flachhügelige und plateauartige Oberfläche des südlichen Urgebirges und des Erzgebirges wiederkehrt; sie sind unterbrochen durch einen schmalen Kalkstreifen, in welchem das Karstphänomen in trefflicher Weise zur Entwicklung gelangt ist; hier erscheint auch der sonst wenig verbreitete Löß stellenweise in großer Mächtigkeit als landschaftliche Eigenart. Selbst ein Teil der nördlichen Ebene, so weit die älteren Vorberge und Kuppen ausgestreut sind, und die ganz flachen Landstriche von Nordmähren und Preußisch-Schlesien müssen hiehergerechnet werden. Dem Gebiete fehlen die berühmten Heilquellen der nordwestlichen Umrandung, aber zahlreiche kleinere Kurorte ziehen Nutzen aus der landschaftlichen Schönheit und die im Vergleiche mit dem Erzgebirge spärliche Erzführung, wird in dem Sudetengebirge reichlich aufgewogen durch die Steinkohlenschätze des Schatzlar-Waldenburger Gebietes und vor allem der nordmährischen und oberschlesischen Flötze.

Wer vom böhmischen Mittelgebirge über Kreibitz und Haida nordostwärts wandert, hindurch zwischen den zahlreichen Kegeln von Basalt und Phonolith und deren letzten und höchsten, die Lausche (791 *m*), ersteigt, erblickt vor sich ein reiches, dichtbevölkertes Hügelland. So emsig breiten sich längs der Täler die Ortschaften aus, daß trotz des zackigen Laufes der Reichsgrenzen in Warnsdorf und in Rumburg und selbst in Zittau und, auf einer andern Seite, in Georgswalde und in Ebersbach Haus an Haus reichen, als wäre alles nur eine einzige große Stadt mit einem Netz von langen, lockeren Straßen. Was am meisten überrascht, ist, daß die Aussicht vom Kreiderande gegen Nord wohl viele vereinzelte granitische und basaltische Hügel, auch längere Aufschlüsse des alten Gebirges in der Talfurche der Görlitzer Neiße, aber gar keinen zusammenhängenden Höhenzug erkennen läßt, den man als das Lausitzer Gebirge im orographischen Sinne bezeichnen möchte. Könnten wir uns noch über den Gipfel der Lausche erheben und noch weitere Aussicht gewinnen, so würde das Auge das weite Flußgebiet der Görlitzer Neiße überschauen und an den beiden Seiten der Landschaft würden wir zwei Gebäude erblicken, welche den größten denkbaren Gegensatz der Erinnerungen erwecken, zu unserer Rechten über Säulenbasalt, das Herzogschloß von Friedland welches alle Schrecken des Dreißigjährigen Krieges wachruft und weit zur Linken, in einer grünen Talmulde den Tempel von Herrenhut mit seinem breiten weißen Kuppeldache, seinen Blumengärten und der Kolonie Friedental. Aber ein zusammenhängendes Gebirge ist nicht sichtbar, auch nicht bis zu den Granithügeln des vieltürmigen Görlitz.

Nur gegen den Osten, gegen den Kornbacher Sattel, sieht man von der Lausche aus einen waldigen Rücken fortlaufen, dem die Reichsgrenze folgt; in der Nähe den Hochwald (748 *m*) und in der blauen Ferne die zarte Kontur des Jeschken. Der näher liegende Kamm besteht jedoch, wie bereits mehrmals erwähnt wurde, in seinen höheren Teilen aus tertiären Eruptivgesteinen über der Kreide und auch der kubische Fels von Quader-

sandstein, welcher die Reste der Abtei Oybin (519 *m*) trägt, ist noch ein Teil des böhmischen Kreidegebirges.

Breit und flach ist der Paß (391 *m*), über welchen die schöne Straße von Pankratz nach Grottau und Kratzau führt. Aber schon hier heben sich die älteren Schiefer allmählich heraus, drängen den Kreidesaum an den Südfuß des Gebirges und steigen rasch an zum Kamme des Jeschken. In wenigen Stunden erreicht man von Reichenberg aufsteigend die Paßhöhe, das „Ausgespann", wo die in weit ausgreifenden Serpentinen durch den Wald ansteigende Straße aus der Mulde zwischen Jeschken und Isergebirge hinüberführt in die Ebene. Ansteigend kann man stets zurückblicken auf die bunten Häusergruppen dieser bedeutendsten deutschen Stadt Böhmens, an welche ringsum die Vororte mit ihren zahlreichen Fabriken ohne wahrnehmbare Trennung angeschlossen sind. Jenseits der Mulde erhebt sich die breite, bewaldete Granitmasse des Isergebirges.

Wie ganz anders als im Böhmerwalde ist die Stimmung, welche der Anblick dieser nördlichen Umwallungsteile erweckt. Während dort der Beschauer in das Innere der Berge vordringen muß, um des Anblickes der höheren Gipfel teilhaftig zu werden, kann er sich hier frei vor die Höhenzüge stellen, die über das Neißetal emporsteigen; jenseits des Isergebirges sieht er die Schneekoppe sich erheben. Im Böhmerwalde umfängt den Beschauer einsame Waldesstille, hier oben begleitet ihn der Nachhall des Fabrikslärmes und der Eisenbahnen noch in bedeutende Höhen. Dort überzieht einförmiger dunkler Nadelholzbestand die alten Bergriesen, während hier prächtige Laubwälder die tieferen Gehänge bekleiden und besonders im Herbste in überraschend bunten Farben prangen. Gegen Norden schweift der Blick über die flachen Gegenden von Grottau und Kratzau, wo zahlreiche Ortschaften als helle Streifen aus der blauen Ferne herüberleuchten und an klaren Tagen sieht man sogar die basaltische Landeskrone bei Görlitz.

Begibt man sich um den Fuß des Gebirges über Einsiedel und Dittersbach nach Friedland, so erblickt man im Osten, über weniger hohen Vorbergen aufragend den bewaldeten und flach gerundeten Dom der Tafelfichte (1122 *m*), den höchsten Punkt des Isergebirges, von dem im Süden durch das breite Wittigtal die anderen ähnlichen Gipfel des Gebirgsstockes (Taubenhaus 1069 *m*, Mittagsberg) getrennt sind. Von Friedland her ziehen sich die Ortschaften in einer ununterbrochenen Reihe in der breiten Talmulde aufwärts bis tief in das Gebirge, wo der geschlossene Wald bis an den Bach heranreicht. Die südlichen Nebenbäche kommen durch kurze und engfelsige Schluchten über Granitblockwerk zur Wittig herunter.

Den prächtigsten Blick auf den gewaltigen Granitstock des Riesengebirges gewinnt man aber von Norden, von den kleineren Höhen in der breiten Talweitung von Hirschberg und Warmbrunn. Über die sanfteren Gehänge des Vordergrundes sind zahlreiche freundliche Villenorte weithin verstreut und ziehen durch die Täler aufwärts; da und dort drängt ein Granitvorsprung näher heran; einer von diesen trägt die weithin sichtbaren

Burgreste des Kynast. Im Hintergrunde entrollt sich das wundervolle Panorama von Glocken und domförmigen Bergen; zur Rechten beginnt es allmählich ansteigend mit dem höheren Gipfel des Hohen Rades (1506 *m*) und zur Linken findet der Hauptkamm einen Abschluß mit der alles beherrschenden Schneekoppe; daran schließt sich noch nach einer ebenen Staffel der niedrigere Schmiedeberger Kamm.

Beim Vergleiche der beiden Haupterhebungen der Umrandung, des Riesengebirges und des Böhmerwaldes, ist zunächst die Ähnlichkeit der Gesteine zu betonen, welche den größten Teil der beiden Massengebirge zusammensetzen, nämlich des grobkörnigen Granits. Die Verwandtschaft äußert sich auch in den rundblockigen Verwitterungsformen; die Felsgruppen der Mädelsteine und Mannsteine und andere Stellen des Riesengebirgskammes sind Wiederholungen der übereinander geschichteten sackförmigen Blöcke des Kammes zwischen Dreisesselberg und Plöckenstein; wie im Böhmerwalde trifft man auch in den Wäldern des Isergebirges manchmal unverhofft auf die im Walde verborgenen gerundeten Granitfelsen und Blöcke. Häufiger als im Böhmerwalde und im südlichen Granitstocke überhaupt findet man an der Oberfläche der Blöcke und Felsen gerundete, oft fast kreisförmige oder auch elliptische Vertiefungen, welche auch sehr tief ausgebohrt sein können; man hat sie ursprünglich, ebenso wie in Niederösterreich, als Opfersteine aus einer vorhistorischen Zeit gedeutet; ja selbst als Riesentöpfe, durch eine ausgedehnte Vereisung des ganzen Gebirges erzeugt, wurden sie angesehen; sie sind ebenso wie in den österreichischen Granitgebieten, nur durch Verwitterung unter dem Einflusse des Regenwassers entstanden.

Riesengebirge und Böhmerwald haben überdies die regellose Anordnung und die gerundete Form der Gipfel miteinander gemein. An Reichtum der Formen in den Einzelheiten, an Reiz und Abwechslung sowie auch der Talbilder mit ihrem Schmuck von schäumenden, oft durch enge Schluchten oder über steile Felsen niederstürzenden Wassern übertrifft das Riesengebirge, dessen ganze Herrlichkeit man in wenigen Tagen mühelos durchwandern kann, die viel ausgedehnteren Böhmerwaldgebiete mit ihren überall gleichmäßig ernsten Bergformen. Man wird nicht fehlgehen, wenn man den Hauptanteil an diesem Vorzuge, auch vor den östlichen niedrigeren Sudeten, der Einwirkung der diluvialen Vergletscherung zuschreibt, welche hier eine ungleich größere Rolle gespielt hat als im Böhmerwalde und deren Spuren man in den Schotterterrassen an den Talausgängen, in den Blockanhäufungen der oberen Talgründe und in den Felsennischen und kleinen Stauseen knapp unter der Gipfelregion auffinden kann.

Das Riesengebirge bildet mit dem Isergebirge einen länglichen Gebirgsstock, bestehend aus einer Gruppe von wenig gegliederten breiten Kämmen. In einem wenig eingesenkten Sattel (871 *m*) entspringt die Iser und trennt, südwärts fließend, das eigentliche Isergebirge (Sieghübel 1120 *m*) von dem Hohen Iserkamme mit der Tafelfichte (1122 *m*) und dem eigentlichen Riesen-

gebirge. Die letzteren beiden sind durch das Längstal des Großen Zacken bei Schreiberhau voneinander getrennt. Etwa von der Mitte des Hauptkammes des Riesengebirges strömt erst gegen Südost, dann gegen Süd der Quellbach der Elbe und trennt den Krkonosch (Kesselkoppe 1434 *m*) vom Hauptkamme. An der Mädelwiese ist der Hauptkamm durch eine Einsenkung (1178 *m*) geteilt. Gegen Norden, namentlich gegen den Kessel von Hirschberg, ist sein Abfall steiler und weniger gegliedert; gegen Süden sind ihm niedrigere Rücken vorgelagert (Dreistein 1046, Fuchsberg 1363, Schwarzenberg 1299, Rehorngebirge 1033 *m*).

Im Isergebirge sind bisher noch keine sicheren Gletscherspuren gefunden worden. Die Anzeichen der ehemaligen Vereisung im Riesengebirge hat Partsch aufs gründlichste durchforscht und in sehr anschaulicher Weise geschildert.[1]) Entsprechend der Zweiteilung des Hauptkammes in einen östlichen und einen westlichen Gebirgsflügel, von denen der eine in der Schneekoppe, der andere im Hohen Rade kulminiert, konnte Partsch auch zwei gesonderte Vereisungszentren unterscheiden, die an der Einsenkung bei der Mädelwiese durch ein schmäleres Band von ewigem Schnee verbunden sein mochten; denn die Schneegrenze mochte etwa in 1050 oder 1100 *m* gelegen haben. Der Quellbach der Elbe und das von Osten zuströmende Weißwasser zeigen demnach nur in den höchsten Teilen die Spuren der Gletscher, welche aus dem östlichen und aus dem westlichen Gebiete herabgekommen sind; in den kleineren Bächen, welche von der Senkung südwärts und nordwärts fließen, wurden solche Spuren vergeblich gesucht. In das Tal der Aupa und in seine Seitentäler, den Blaugrund, den Zehgrund und über den Braunkessel haben sich dagegen die mächtigeren Eisströme von der Hochregion der Schneekoppe, des Brunnberges und des Plattenberges ergossen. Im übrigen wird die stärkere Vereisung des Gebirges auf der Südseite allein dem Relief zuzuschreiben sein; das flachere Gehänge gestattete hier größere Anhäufungen von Firnmassen, als der steilere Abfall gegen das Becken von Hirschberg.

Aus dem höchsten Gebiete ergoß sich der längste und am tiefsten hinabreichende Gletscher durch den Riesengrund unterhalb der Schneekoppe in das Aupatal; seine Länge wird von Partsch mit 15 *km* angegeben. Wenn man von Freiheit aufwärts wandert durch dieses längste Tal des Riesengebirges, erst stundenlang durch die nicht endenwollende Ortschaft Marschendorf, vorbei an mancher Fabriksanlage, welche die Wasserkräfte verwertet, dann durch stillere Talstrecken mit den beiderseits immer näher heranrückenden Gneis- und Glimmerschieferfelsen, trifft man erst in Groß-Aupa,

[1]) J. Partsch. Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882, S. 50—104. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Herausg. von A. Kirchhoff, Stuttgart 1894, Bd. VIII, Heft 2, S. 103—186. — Der Ausflug des XIII. Deutschen Geographentages zu den Glazialablagerungen des Riesengebirges. Sonderabdruck aus der „Schlesischen Zeitung“, Breslau 1901. — S. auch Gürich. Führer in das Riesengebirge, Berlin 1900, S. 168—225.

— ebenfalls ein echtes „Langendorf“, dessen Kleinhäuser mit ihren breiten und steilen Holzdächern regellos im Tale zerstreut sind — in der Nähe des bekannten Touristenhauses „zum Petzer“ (756 *m*) die ersten Spuren glazialen Geschiebetransports. Bereits hier findet man in einer Höhe von etwa 60 *m* über der Talsohle zahlreiche Granitblöcke verstreut, welche der Gletscher, vielleicht in einer früheren Periode oder während eines vorübergehenden Vorstoßes, hieher gebracht hatte. Eine zusammenhängende Moräne erscheint erst im obersten Teile des Dorfes Groß-Aupa in 810 *m* Meereshöhe, wo das schäumende Wasser des Stumpegrundes einmündet. Die zeitweiligen Hochwässer dieses Seitentales und der Aupa selbst halten hier eine Entblößung in der östlichen Talseite offen, aus welcher ein Gemenge sehr mächtiger Blöcke von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und Porphyr hervorblickt; die ganze Talsohle ist mit solchen Blöcken überstreut und am rechten Ufer der Aupa haben die Wegearbeiten das Blockwerk dieser schönen, wohlgeschlossenen Moräne bloßgelegt.

Es ist eigentümlich, daß dieser stärksten und ältesten Moränenentwicklung im Aupatale nur sehr geringe Schotterablagerungen entsprechen; man trifft nur unweit oberhalb Petzer spärliche und recht grobe Schotterbildungen am Gehänge, wenig oberhalb des Flusses; vielleicht sind größere Anhäufungen in dem verhältnismäßig engen Tale wieder gestört worden. Dem zweiten, weniger weit ausgreifenden Gletschervorschube, dessen Stirnmoräne man erst in 894 *m* oberhalb der Einmündung des Blaugrundes antrifft, ist dagegen eine sehr deutliche Schotterterrasse vorgelagert. Sie ist an der Mündung des Stumpegrundes als Auflagerung über den groben Blöcken der älteren Moräne sehr schön aufgeschlossen und zieht sich weiter oben wallartig auch über die westliche Talseite, wo sie vom Bache des Blaugrundes durchschnitten wird. Weiter talaufwärts trifft man noch zweimal auf deutliche Moränenwälle, welche zwei jüngere Vorschübe des Aupagletschers bedeuten und als recht deutliche hügelige Wälle von geringer Höhe sich quer über das Tal legen.

Bald öffnet sich von den seitlichen Gehängen der Blick auf den prächtigen Riesengrund, das kesselförmige Talende, das von den steilen Felswänden der Schneekoppe zur Rechten und des Brunnberges zur Linken gebildet wird. Über die grauen Felsen stürzen als dünne, glänzende Wasserfäden die Quellbäche der Aupa, welche den sumpfigen Wiesen der Hochfläche entsprungen sind. In dem etwa 100 *m* breiten Talgrunde, den zu beiden Seiten sanft gewellte Wiesenflächen säumen, schlängelt sich der Fluß durch wildes und mächtiges Blockwerk, die Breite des Schotterbettes gibt Zeugnis von den häufigen Hochwässern. Hier, wo der hochstämmige Nadelwald dem dichten Gestrüppe der Legföhre Platz macht; kann man auf der rechten Talseite auch eine echte Mure sehen, der Schütt der baumlosen Region, welcher vom Wasser durchdrängt ins Fließen gekommen ist und den Wald bis zum Talgrunde durchrissen hat. Hier gewinnt die Landschaft fast Hochgebirgscharakter und erinnert in vielen Einzelheiten an die

Täler der Alpen. Zur Rechten erhebt sich der kahle und steinige, stumpfe Schieferkegel der Schneekoppe (1603 *m*), der höchste Gipfel in den deutschen Mittelgebirgen.

Schon um die Mitte des XVIII. Jahrhunderts führte der um das österreichische Volksschulwesen hoch verdiente Abt Felbiger von Sagan eine Messung des Gipfels aus und erlangte eine Ziffer die kaum um 4 *m* von der richtigen abweicht. Im Jahre 1786 sandte, wie bereits erwähnt wurde, die böhmische Gesellschaft der Wissenschaften eine eigene Kommission zur Erforschung dieses Gebirges aus und im Jahre 1805 benutzte der königl. preußische General von Lindener die weite Aussicht, welche der Gipfel der Schneekoppe gewährt, um durch Blickfeuer, welche von hieraus zugleich in Prag und in Breslau sichtbar waren, die geographische Lage der Breslauer Sternwarte zu bestimmen.[1]) Allerdings sieht man diese entfernten Punkte nur unter besonders günstigen Umständen; Kořistka, welcher das Panorama einer genauen Analyse unterzogen hat, gibt an, daß die Türme von Breslau nur 8 Winkelgrade rechts von den Friesensteinen über dem Schmiedeberger Kamm, freilich nur selten, am Horizonte erscheinen und daß das östlichste Ende des Weißen Berges bei Prag, der Sandberg, bei sehr klarem Wetter östlich von der breiten Masse des Brunnberges sichtbar wird; im Westen sieht man etwa 8 Winkelgrade rechts vom Hochstein den Basaltgipfel der Landeskrone und unmittelbar darunter die Stadt Görlitz.

Den Vordergrund gegen Westen nimmt der Koppenplan ein und die abgeflachten Höhen des Kammes mit den umliegenden Gipfeln; es ist zum Teile steiniges, oder sumpfiges oder mit undurchdringlichem Knieholz überwachsenes Hochland, zum Teile aber auch von blumenreichen Wiesen bedeckt auf denen der Botaniker die Relikte der Flora einer kälteren Zeit unschwer auffinden kann. Hier waren ehemals die ausgedehntesten Firnmassen ausgebreitet; sie erstreckten sich auch südwärts über den Brunnberg, den Plattenberg und den Fuchsberg, von wo aus sich ein Gletscher durch den Zehgrund und ein zweiter über dem Brunnberg in der Richtung gegen Petzer hinabzog. Der letztere hat die schönste und vollständige Stirnmoräne des Riesengebirges in recht tiefer Lage zurückgelassen. Von beiden Seiten des Tales schließen sich die deutlichen Wälle der Seitenmoränen, zu einer Stirnmoräne zusammen, die in einer recht schmalen Schlucht vom Bache durchrissen wird; den Hintergrund bildet ein karartiger Felsenkessel, genannt der „Kranz."

Am nördlichen Abhange, knapp unter dem Koppenplan, werden die einförmigen Rundformen des Gebirges in sehr anmutiger Weise unterbrochen durch zwei breite Felsennischen; in dem vorliegenden kahlen Granitgebiete breiten sich die kleinen Wasserflächen des großen und kleinen Teiches

[1]) M. Sadebeck. Zwei Vorträge über die Schneekoppe, geh. v. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur., 8°, Breslau 1864, S. 4 u. C. Kořistka. Die Terrainverhältnisse des Iser- und Riesengebirges. Archiv d. naturwiss. Landesdurchf. v. Böhmen II, I. Abt. 1877, S. 41.

aus. Den Abschluß der kleinen Wasserbecken bildet wildes Granitblockwerk, zum Teil von Knieholz überwachsen, aus welchem von den beiden Teichen gespeist, die Quellen der Lomnitz hervorsickern und wenn man von einem erhöhten Punkte das Gebiet überblickt, kann man mehrere deutliche Moränenwälle unterscheiden, die ohne Zweifel zu den jüngsten des Gebirges gehören. In diesen Nischen ist ohne Zweifel noch, nachdem die großen Gletscher des Gebirges geschwunden waren, Firn und Eis haften geblieben. Die Anhäufung der mächtigsten Blöcke in der unmittelbaren Nähe der Teiche, die so wie jene am Plöckensteiner See im Böhmerwalde schon öfter auf einen Bergsturz zurückgeführt worden ist, kann nicht mehr als eigentliche Moräne bezeichnet werden; sie ist eine Sturzmoräne und so wie die Blockwälle der Böhmerwaldseen nicht entstanden durch den Vorschub auf dem Rücken eines Gletschers, sondern durch zeitweiliges Abgleiten der Trümmer von den Wänden des Kars über ein vorliegendes Firnfeld. Die breiten Moränenmassen des oberen Lomnitzgebietes liegen quer über einem Porphyrgange der von der Kirche von Wang heraufziehend den Riesengebirgsgranit durchsetzt; für die Glazialforschung ist dieser Porphyr recht wertvoll gewesen und Partsch hat geschrammte Geschiebe dieses Gesteins noch weit unten in den Gehängen des Lomnitztales nachgewiesen.

Auch im oberen Talgebiete der kleinen Lomnitz, dem Melzergrunde, der am Nordabhange ebenfalls in einer karähnlichen Nische seinen Anfang nimmt, können die Moränen bis auf 960 *m* Seehöhe verfolgt werden, sie reichen bis 25 *m* über das heutige Bachbett; noch weiter unten scheint die Moräne in dem engen, schluchtartigen Tale, bis auf einzelne Blockanhäufungen wieder entfernt worden zu sein. Dagegen ist dem Ausgange des Melzergrundes die schönste und mächtigste Schotterterrasse vorgelagert in Form eines breiten und sehr flachen Schuttkegels. Über seinen östlichen Teil sind die niedlichen Villen des Ortes Wolfshau verstreut. Weiter im Norden gegen Krumhübel auf der rechten Talseite unter dem Rabensteine, sinkt diese Schotterstufe unter eine Kante von anstehendem Granitit; über dieser Kante liegt eine wenig mächtige, noch ältere Schotterschicht. Nach Analogie der für die Alpen gebräuchlichen Bezeichnung nennt Partsch diese Ablagerung „Deckschotter“ und die des breiten Schuttkegels „Hochterrasse“. Auch eine „Niederterrasse“ ist in der tiefen Furche der kleinen Lomnitz, namentlich am rechten Ufer, in wohl erhaltenen Resten kenntlich; sie endigt jedoch früher als die Hochterrasse. Gegenwärtig ist der Bach befreit von der ehemaligen glazialen Geröllbelastung und hat alle seine alten Aufschüttungen bis in den unterliegenden Felsen durchschnitten.

Im westlichen, weniger ausgedehnten Vereisungsgebiete treten wieder die jüngsten Glazialbildungen am stärksten im Relief hervor; es sind die Felsenkessel der Schneegruben am Nordabfalle des Gebirges, ganz entsprechend den Kesseln oberhalb der beiden Teiche im Gebiete der Schneekoppe. Die Schwarze oder Agnetendorfer Schneegrube befindet sich am Nordgehänge der Großen Sturmhaube und der Doppelkessel der großen

und kleinen Schneegrube liegt vor dem Hohen Rade. Aus einer Höhe von 1490—1400 *m* stürzen die größeren Granititwände dieser Kare steil, stellenweise fast senkrecht, zu einem Grunde von 1270—1260 *m*, nahe ihrem Fuße umsäumt von einer Schutthalde, auf welcher einzelne Schneeflecken in der Regel noch bis spät in den Sommer verweilen. Der offenen talwärts gewendeten Seite sind mehrere Moränengürtel vorgelagert; die innersten Wälle mit den allergrößten Blöcken sind vielleicht ebenso wie am kleinen Teiche nur als Sturzmoränen zu deuten. Die einzelnen Wälle werden talwärts undeutlicher und verschwimmen auf längere Strecken in chaotisches, von undurchdringlichem Knieholz überwachsenes Blockwerk, das die Talmulde ausfüllt. Schon innerhalb des Moränenbodens befinden sich zwei kleine Wasserflächen, die Kochelteiche, in denen das weiter oben in das Blockwerk einsickernde Wasser wieder hervortritt; sie sind demnach in Bezug auf ihre Lage nicht vollkommen den Teichen vor der Schneekoppe gleichzustellen. Auch die zur Kochel hinabfließenden Bäche verschwinden zeitweise unter den Moränen und es bleiben an der Oberfläche streckenweise trockene Gerinne sichtbar. Der innerste Grund der Kessel ist jedoch blockfrei; hier war ein schützender Rest der Firnansammlung am längsten verblieben. In der kleinen Schneegrube wird der Granit von einem Basaltgang durchsetzt, welcher eine ähnliche Rolle spielt, wie der Porphyrgang am kleinen Teiche, indem die Basalttrümmer gestatten, den Weg zu verfolgen, welcher die vom kleineren Kessel ausgehende Eiszunge neben jener der großen Grube zeitweilig selbständig beibehalten hat. Auch das westliche Vereisungsgebiet hat mehrere Terrassen in die Gegend von Petersdorf und Warmbrunn vorgeschoben.[1])

Die Eismassen des Riesengebirges lagen als echter Typus einer örtlichen Vergletscherung, als unregelmäßige Sternform oder besser als zweigeteilte Sternform über dem breiten Sockel von Granit und Schiefer. Den Schottermassen, welche die überlasteten Flüsse am schlesischen Fuße des Gebirges niedergelegt haben, kommen von Norden her andere Lehm- und Geschiebemassen entgegen; sie zeigen den Saum der allgemeinen Vergletscherung an, welche mit mächtiger Eisdecke den ganzen Norden Mitteleuropas überzogen hatte. Die Art und Weise, wie sie sich an den Nordrand der böhmischen Masse heranschob, soll nun in Kürze betrachtet werden.

Es wurde bereits erwähnt, daß die nördliche Umrandung der Masse bei Grottau bedeutend erniedrigt ist und daß dort die norddeutsche Braunkohlenformation nach Böhmen hereintritt. Dort ist auch nordisches Geschiebematerial darunter besonders kenntlich durch die Bruchstücke von Feuerstein, welche aus der Zerstörung der weißen Kreide im nördlichen Europa stammen. Slawik hat die Art des Eindringens nach Böhmen an-

[1]) Leppla. Über geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt, 1898. Nach Leppla sind diese Terrassen jünger als die nordische Grundmoräne.

schaulich beschrieben.[1]) Man sieht geschichtete Lager von Kies und Sand und darüber an einzelnen Stellen den Geschiebelehm. Zumeist liegen diese Anhäufungen an den Gehängen oder auf niedrigen Kuppen zwischen 300 und 380 *m*; sie übersteigen im allgemeinen nicht 400 *m*. Nur bei Warnsdorf führt Hazard den nordischen Geschiebelehm bis 465 *m* an. In der südlichen Lausitz liegt nach Credner die obere Grenze in 407 *m*.

Das große Inland-Eis ist deutlich über Friedland an dem nördlichen Abhang des Isergebirges und in einem zweiten Aste von Zittau nach Grottau und wahrscheinlich auch bis an die Nordseite des Trögelsberges vorgedrungen. Hier begegnet man einer größeren Anhäufung am südlichen Gehänge, welche vielleicht der Ausgangspunkt einer Verschleppung der nordischen Gesteine, insbesondere auch der Feuersteine, durch fließendes Wasser über das Kreidegebiet von Gabel und bis über Böhmisch-Leipa hinab gewesen ist.

Für die östlichen Strecken hat Dathe eine Übersicht geliefert.[2]) Dieser zufolge ist das Eis im östlichen Teile des Isergebirges über Friedeberg bis Flinsberg in 400 *m* vorgedrungen und hat den Hirschberger Kessel zum Teile ausgefüllt. Bei Hermsdorf im Vorlande des Riesengebirges befinden sich Ziegelgruben im Geschiebelehm in 380 *m* Höhe. Weiter im Osten hat das Eis den Paß von Landeshut erreicht und den nördlichen Teil des Eulengebirges überdeckt. Südlich von diesem Gebirge über das paläozoische Gebiet von Wartha gelangte die Eisdecke im heutigen Tale der Glatzer Neiße nach Glatz und sandte von hier einen Arm gegen Nordwest. Die Grenze liegt auch hier zumeist in etwa 400 *m*; aber auf der Wasserscheide des Warthagebirges hat Dathe nordische Blöcke selbst noch in der Höhe von 560 *m* angetroffen.

In der weiteren Umgebung von Troppau finden sich an verschiedenen Punkten, besonders in der Hossnitz genannten Culmlandschaft, Blöcke von nordischem Granit und fossilführendem Silurkalkstein, welche dem Geschiebelehm entstammen.[3])

Noch weiter im Osten, am tiefsten Punkte der europäischen Wasserscheide zwischen Oder und Beczwa (310 *m*) setzten marine Miocänschichten ungehindert vom Wiener Becken in die nördliche Niederung. Dagegen hat Camerlander die eigentümliche Tatsache festgestellt, daß nordische Blöcke 5 *km* von dieser Stelle in beiläufig derselben, noch weiter entfernt aber in

[1]) A. Slawik. Die Ablagerung der Glazialperiode und ihre Ausbreitung in Nordböhmen. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. 1891, S. 231. Der untere Geschiebelehm, welcher in Deutschland unter dem Kies und Sand auftritt, ist aus Böhmen noch nicht bekannt.

[2]) E. Dathe. Das Vordringen des nordischen Inlandeises in die Grafschaft Glatz. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1900, Protok. S. 68—73. — Ders. Zur Kenntnis des Diluviums in der Grafschaft Glatz. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt XX, 1899, S. 247—265.

[3]) V. Hilber. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 350. — Camerlander. Das. 18 7, S. 270 u. 1888, S. 152.

größeren Höhen (330 *m*) angetroffen werden, aber stets nur auf der Nordseite und niemals südlich von der Wasserscheide und es scheint, daß das Eis diese tiefste Stelle nicht überschritten hat.[1]) Tietze gibt nördlich der Weichsel in dem Gebiete von Krakau die Höhe des Eises mit mindestens 400 *m*, Uhlig am Nordgehänge der Karpaten mit 400—420 *m* an. Die bis heute vorliegenden Angaben weisen daher auf eine Erniedrigung der großen Eisdecke in der Nähe der heutigen tiefsten Stelle.

In den östlichen Sudeten sind noch keine Gletscherspuren gefunden worden; nur die nordischen Pflanzenarten, welche auch hier auf den höchsten Erhebungen, freilich spärlicher als im Riesengebirge, angetroffen werden,

Fig. 55. Blick auf das obere Marchtal und auf den Spieglitzer Schneeberg von der Höhe oberhalb Rotfloß bei Grulich.

deuten auf einstiges kälteres Klima. Blickt man von der Wiesenhochfläche des Altvater, auf der man den höchsten Punkt (1490 *m*), wenn er nicht gekennzeichnet wäre, nicht sofort auffinden würde, gegen Westen über die Einsenkung des Roten Berg-Passes (1011 *m*) und über die Kuppen des Roten Berges und des Kepernik, so sieht man jenseits der tiefen Furche des Mittelbordwassers das kuppenreiche Gelände recht sanft ansteigen zur breiten bewaldeten Masse des Spieglitzer Schneeberges (1422 *m*). Und ebenso erscheinen, von diesem Gipfel aus gesehen, die Berge des Hohen Gesenkes über dem schönen Tale von Goldenstein als eine Gruppe von Rundformen wohl imponierend durch ihre Breite und Masse, doch in ihrer Gestaltung

[1]) Camerlander. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. XV, 1890, S. 213—218.

vielleicht noch ausdrucksloser als die auch sonst nur wenig bewegten Bergformen der höchsten Teile der böhmischen Masse. Die Anziehung der böhmisch-mährischen Sudeten und ihrer viel besuchten kleinen Badeorte beruht auf der Pracht der ausgedehnten Hochwälder, auf der frischen Wald- und Höhenluft und den munteren Wässern, die durch steile und schattige Täler sich abwärts bewegen. Im Gehänge sind Felsformen recht selten und nur auf manchem der höheren Gipfel, wo der Nadelwald schütter wird oder ganz aufhört, wird der Boden steinig und blockreich und die weißen Gneisbänke zeichnen sich in scharfen Umrissen ab vom blauen Himmel.

Wendet man den Blick vom Spieglitzer Schneeberg gegen Westen, so erhält man ein anderes Bild. Hier übersieht man weithin die reizende Senke der Neiße, die sich in das Tal der Steine und die Braunauer Mulde fortsetzt. Zur Linken wird die Niederung begrenzt von einer Reihe von Höhenzügen, man unterscheidet in der Nähe die Rundformen der böhmischen Kämme, dann die Tafel der Heuscheuer und darüber den wenig gewölbten Umriß des Riesengebirges. Zur Rechten der Niederung sieht man das ebenfalls schon sehr entfernte Eulengebirge. Es sind dies die horstartigen Gebirgszüge, welche die Verbindung zwischen den westlichen und den östlichen Sudeten herstellen.

Wieder haben wir Gelegenheit auf den großen Gegensatz hinzuweisen zwischen diesem zerstückelten Gebirge und dem auch orographisch viel einheitlicher gestalteten südlichen Teile der böhmischen Masse, die sich auch deutlich in den Talformen ausspricht, besonders wenn man von den Kämmen der Neiße-Senke und dem westlichen Kreidegebiete oder von ihren südlichen Fortsetzungen, wie z. B. vom Schwarzen Berge bei Grulich die Niederungen überblickt. Dort sahen wir die menschenleeren Talengen und hier ziehen über die breiten Abhänge der Urgebirgsrücken längs der kleineren Wasserläufe die lockeren Häuserreihen gleich aufgelösten Karawanen bergwärts bis zum Waldrande. In den Haupttälern aber liegt noch mancher kleine Badeort oben im Waldgrunde verborgen.

Von den gerundeten Formen der Urgebirgskämme unterscheiden sich sehr deutlich die Kreidetafeln des Gebirges von Adersbach—Wekelsdorf, der Heuscheuer und des Nesselgrundes mit ihren scharfen Kanten und den wildzerrissenen, steilwandigen Schluchten, welche die Felsformen der Sächsischen Schweiz in prächtiger Weise wiederholen. Das Rotliegende dagegen bildet flachere und sanftere Mulden und in der Steinkohlenformation äußert sich deutlich die verschiedene Art der Gesteinszüge in Form recht auffallender Rücken, wie die Züge des Hexenstein (738 *m*) mit den Hexensteinarkosen bei Radowenz; vor allem aber bilden die Ergüsse von Porphyr und Melaphyr recht auffallende Kämme und Stufen zwischen der Braunauer Mulde und der Hohen Eule bei Neurode im Dürren Gebirge (926 *m*) bei Friedland und bis gegen Landeshut. Auch in dem ausgedehnten Rotliegendgebiet von Trautenau, Arnau, Neu-Paka und Semil, welches auf einem Sockel von Urgebirge ruhend eine breite, eine teils plateauförmige, teils hügelige Vorstufe

des Riesengebirges bildet, bestehen die bedeutenderen Erhebungen (Kozakow bei Semil 745 *m*, Wachberg bei Studenetz 630 *m* u. a.) und auch kleinere im Relief hervorstehende Hügel aus den eingelagerten Melaphyren.

Der Blick von der Elisabethöhe (704 *m*) oder der Steinkapelle am Rand des Falkengebirges gegen Braunau (405 *m*) und der vom Kamme des Schönhengst (623 *m*) gegen Mährisch-Trübau (345 *m*) gewähren ganz ähnliche Landschaftsbilder. In beiden Fällen steht man an der Kante des Schichtenkopfes von sanft südwest- oder westfallenden Kreidebildungen und hat den Steilabfall unmittelbar vor sich; über das flache Ackerland des Rotliegenden laufen die Wege und Straßen auf die gegenüberliegende Stadt

Fig. 56. Die Rotliegend-Mulde bei Braunau; im Hintergrunde die Kreidetafel des Falkengebirges.

hin, hinter der in dem einen Falle die Braunauer Porphyrberge in dem andern phyllitische Hügel ansteigen. Wie bereits oben besprochen wurde, sind solche Steilränder eine Eigentümlichkeit der Kreideformation (S. 178), indem senkrecht geklüftete Gesteine durch die wasserführenden Schichten an der Basis unterwaschen werden. Der steilste und höchste Absturz entsteht natürlich an der der Schichtneigung abgekehrten Seite, doch hat Hettner gezeigt, daß auf dieser Seite die Abtragung und das Zurückweichen des Steilrandes am langsamsten vor sich geht, indem hier nur ein sehr geringer Teil des in den Berg gesickerten Wassers zum Austritte kommt. In der Tat bezeugen die miocänen Meeresablagerungen, welche über dem Rotliegenden der Boskowitzer Furche zwischen Kromau und der Gegend von Geyersberg und zugleich knapp vor dem langen Steilrande des

Schönhengstes liegen, daß der Steilrand seit der Tertiärzeit nur sehr wenig zurückgewichen ist (S. 298).

Am Südfuße des Spieglitzer Schneeberges, dieses Knotenpunktes im Relief der östlichen Sudeten, entspringt die March und fließt in einer sanften, bald durch Ortschaften belebten Furche südwärts. Nach auffallend kurzem Laufe, schon oberhalb Hohenstadt, füllt sich das Tal mit breiten Alluvien und ebenso besitzt das hier einmündende Tesstal, in dem die Stadt Mährisch-Schönberg liegt, bereits auf eine lange Strecke einen breiten ausgeebneten Talboden. Auch weiter flußabwärts bei Müglitz verengt sich das Tal nicht mehr bis zu dem Austritte in die ausgedehnte, fruchtbare und städtereiche Ebene von Olmütz, von der oben gesagt wurde, dass ihre Entstehung vermutlich einer vormiocänen Erosion zuzuschreiben ist. Die tiefsten Teile der Ebene liegen in 210 *m*.

Das östlich anschließende Gebiet, einerseits gegen Olmütz zur March und anderseits gegen Leipnik zur Beczwa abfallend, bildet das Odergebirge; als sanft gewellte Culmlandschaft, von Tälern durchschnitten, setzt es sich fast bis zum Rande der Ebene bei Hotzenplotz und Troppau fort. Gegen das Altvatergebirge hin erheben sich etwas höhere, waldige Rücken; gegen die Furche der Oder und Beczwa ist der Abfall ziemlich scharf gezeichnet.

Die breite Tafellandschaft im Westen der Ebene pflegt man als das Plateau von Drahan zu bezeichnen; es liegt etwas über 600 *m* und dacht gegen Südost allmählich bis gegen 400 *m* ab. Im Westen schließt sich unmittelbar ein Streifen von Devonkalk an: der mährische Karst. Die von Osten aus dem Culm kommenden Bäche versinken an der Kalkgrenze in ein ausgedehntes Netz von unterirdischen Höhlen. Die von steilen Kalkwänden flankierten Täler, meist dicht umwachsen, sind still und wasserleer, wie z. B. das dürre Tal und das öde Tal bei Blansko. Noch immer werden neue Höhlenzüge entdeckt, einzelne von ihnen, wie z. B. die Höhle von Sloup, sind mit schönen Tropfsteingebilden geziert und werden von vielen Touristen besucht. Neben zahlreichen kleineren Dolinen befindet sich hier der Felsenschlund Mazocha, welcher von dem Waldplateau zwischen dem öden Tale und dem dürren Tale in sehr steilen, stellenweise fast senkrechten und stellenweise selbst überhängenden Kalkwänden zur Tiefe von 137 *m* plötzlich abstürzt. Es ist der Höhenunterschied des Plateaus über den benachbarten Talgründen, der hier zum Ausdrucke kommt und in der Tiefe des 150 *m* langen und 70 *m* breiten Loches bewegt sich der Punkwabach, der im öden Tale wieder hervortritt.[1])

---

[1]) Aus der reichen Literatur über mährische Höhlen erwähne ich: H. Wankel. Die Slouper Höhle und ihre Vorzeit 1868. Prähistorische Altertümer der mährischen Höhlen 1871. — Bilder aus der mährischen Schweiz und ihrer Vergangenheit 1882. — Makowsky und Rzehak. Führer in das Höhlengebiet von Brünn. — M. Kříž. Der Lauf der unterirdischen Gewässer in den devonischen Kalken Mährens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 253. — Führer durch das mährische Höhlengebiet 1884. — Die Höhlen in den mährischen Devonkalken und ihre Vorzeit. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 443 u. 1892, S. 463.

Am Westrande des Kalkgebietes treten die Wasserläufe wieder zu Tage und fließen durch die Gesteine der Brünner Eruptivmasse zur Zwittawa. Das Zwittawatal, anfänglich ziemlich breit und flach im Gebiete der Kreide und des Rotliegenden, verengt sich südlich von Boskowitz und wiederholt mit seinen hohen und steilen Waldabhängen in großartiger Weise die im südlichen Urgebirge herrschende Talform. Die Windungen des Flusses vermeidet die Bahnlinie nach Prag in zahlreichen Tunnels durch den Syenit; zur Zeit ihrer Anlage (1844) wurde sie als große technische Leistung bewundert. Etwa 200 *m* über dem Tale dehnt sich das flachhügelige und lehmbedeckte Hochland aus, auf welchem die Ortschaften verstreut sind, hier aber auch auf weite Strecken von schönen Waldungen bedeckt.

Unweit des Austrittes des Flusses aus dem Engtale in die Ebene liegt Brünn, knapp angelehnt an die hügeligen Ausläufer der Eruptivmasse. Hier tritt ein neues Element auffallend im Landschaftsbilde hervor, es ist der während der diluvialen Steppenzeit vom Winde abgelagerte Löß. Von Westen herkommend, trifft man ihn in der Regel erst in bedeutenderer Mächtigkeit, wo das Urgebirge gegen die Rotliegendfurche unter 300 *m* absinkt. Von verschiedener Seite wurde bereits die auffallende Tatsache hervorgehoben, daß der Löß in größerer Mächtigkeit nur die Südost- und Ostabhänge der Berge bedeckt, während an der Westseite fast stets der nackte Fels ansteht. Der feine Lehmstaub hat sich im Windschatten abgelagert und auch heute sind West- und Nordwestwind in Mähren durch den größten Teil des Jahres vorherrschend. Tietze hat die Erscheinung im nördlichen Teile der Boskowitzer Furche und Makowsky in der Umgebung von Brünn beobachtet. In der Umgebung von Rossitz und Eibenschitz macht sich die mächtige Bedeckung, die in steilwandigen Hohlwegen aufgeschlossen ist, für den Geologen in lästiger Weise bemekrbar, indem sie die Formationsgrenzen verhüllt.[1])

Zum Stadtbilde von Brünn, namentlich in seinen südlichen und westlichen Teilen, gehören die 20—30 *m* hohen, senkrechten Lößwände, welche in den großen Ziegeleien am Ost- und Südabhange des Gelben Berges, des Franzensberges und des Roten Berges aufgeschlossen sind. Weiter gegen Süden verhüllt eine zusammenhängende und sehr sanft gegen West geneigte Lößfläche, da und dort in Ziegelgruben aufgerissen, den Abfall der Eruptivmasse gegen das Tertiär bis in die Gegend von Mißlitz; dann erscheint er wieder am Rande des Urgebirges nahe der Donau; wo er die ausgedehnten mit Weingärten bepflanzten Terrassen an der Mündung des Kremstales bildet.

[1]) Tietze, l. c. S. 367 u. S. 409 u. A. Makowsky. Der Löß von Brünn und seine Einschlüsse an diluvialen Tieren und Menschen. Verh. d. naturf. Ver. Brünn. Bd. XXVI, 1888, S. 8.

IX. Abschnitt.

Schluß.

Hauptlinien der Struktur und Erdbeben. — Jüngste Bildungen (Löß, Höhlen, Flußschotter, Torfmoore).

Die höchsten Teile der böhmischen Masse im Böhmerwalde und in den Sudeten, ebenso wie im Erzgebirge bestehen aus den ältesten Gesteinen, aus alten Schiefern, Gneis und Granit; oder mit anderen Worten die stehengebliebenen Horste haben die weitestgehende Abtragung bis auf die innersten Teile des Gebirges erlitten.

Im südlichen Urgebirge sind im allgemeinen noch tiefere Teile der Erdrinde bloßgelegt als im Erzgebirge und im Riesengebirge. In den Gebirgen des Nordsaumes sind noch breite Faltenzüge von Phyllit und paläozoischen Gesteinen mit den Aufwölbungen von altem Gneis und Granulit vergesellschaftet. Die Granitstöcke des Erzgebirges sind in ihren Umrissen ganz unabhängig von dem variscischen Streichen und haben nur in einer schmalen Randzone örtliche Umbiegungen der Schichten verursacht; ähnlich verhält es sich mit dem Granitstocke des Riesengebirges. In beiden Gebirgen berühren Granite und Syenite alte Schiefer, in den Sudeten auch mit paläozoische Gesteine und haben sie im Kontakt verändert. Im südlichen Urgebirge nehmen die Granitstöcke immer mehr zu an Zahl und Ausdehnung, sie stehen nur mehr mit Gneis und mit Glimmerschiefer in Verbindungen. An die Stelle der schmalen undeutlichen Kontaktzonen treten die Übergänge zwischen Gneis und Granit. welche die Abgrenzung unsicher machen. Ausgedehnte Strecken von Cordieritgneis tragen den Charakter von Kontaktgesteinen; die Kontaktmetamorphose und die Regionalmetamorphose scheinen hier ineinander zu verschwimmen. An die Stelle der Zinnsublimationen des Erzgebirges tritt das Gold im südlichen Böhmen. Das einheitliche Streichen ist hier verschwunden und die Gesteinszüge scheinen mit ihren unregelmäßigen Windungen das Bestreben zu haben, sich den Umrissen der Hauptgranitstöcke anzuschmiegen. Die Granite bilden nicht mehr Kuppen und Aufwölbungen in den Faltungszonen, sondern ausgedehnte und unregelmäßige Einlagerungen im Gneis, der ebenso häufig unter dem Granit einfällt als er ihm auflagert. Eine Ausnahme bildet der mittelböhmische Granitstock, dem Inseln von Phyllit und silurische Gesteine aufgelagert sind. Die schmale Kontaktzone dieses Granites an der Grenze gegen das Silur bei Rziczan beweist sein nachsilurisches Alter; sie steht jedoch in einem eigentümlichen Gegensatze zu dem Verhalten des Granits an seiner unregelmäßigen südlichen Grenze zum Gneis.

Es ist bemerkenswert, daß sowohl im Westen als auch im Osten der Übergang des Streichens in dem variscischen Bogen des Riesengebirges und des Erzgebirges sich nicht allmählich, sondern plötzlich vollzieht. Nahe dem Nordende des Böhmerwaldes, an der Linie Hals—Paulusbrunn—Bärnau

macht die nordwestliche Richtung des Streichens plötzlich der nordöstlichen Richtung Platz. (S. 39.) An derselben Linie endigt der böhmische Pfahl und in der Zone von Hornblendgesteinen und Phylliten bei Taus wendet sich ebenfalls rasch das Streichen des Böhmerwaldes zu dem des Erzgebirges, welchem die alten Schiefer und die paläozoischen Sedimente von Mittelböhmen folgen. Die über das Land verstreuten Basaltdurchbrüche reichen nicht bis an das Gebiet des Böhmerwaldstreichens und der Vulkan bei Boden steht auf dem Glimmerschieferzug des Tillenberges, der in tektonischer Hinsicht bereits zum Erzgebirge gerechnet werden muß.

Die östlichen Sudeten, die paläozoischen Gesteine des Niederen Gesenkes sowie die kristallinischen Schiefer des Altvatergebirges und des Spieglitzer Schneeberges vollziehen einen weitausgreifenden, gegen Nordost und gegen Nord streichenden Bogen. An einigen Stellen stößt dieses Streichen winkelig an dasjenige der mittleren Sudeten, das in nordwestlicher Richtung zum Riesengebirge zieht. So dringt die Richtung des böhmischen Kammes weit gegen Südosten vor über Schildberg bis gegen Hohenstadt und schneidet an der Störung von Buschin den nordnordöstlich streichenden Schieferzug des Mittelbordwassers ab (S. 275). Die Nordrichtung des Spieglitzer Schneeberges wird örtlich gestört durch die Eruptivmassen von Friedeberg und Reichenstein, erscheint aber wieder in den Kuppen der Ebene östlich vom Meridiane von Frankenstein. In dem benachbarten Eulengebirge und den vorgelagerten Bergen stellt sich abermals ganz unvermittelt die Nordwestrichtung ein (S. 271).

Daß schon vor Abschluß der Steinkohlenformation die Abtragung des Gebirges bis auf die kristallinischen Schiefergesteine und auf die Granitstöcke vor sich gegangen war, beweisen die weitverbreiteten Reste der obercarbonischen und permischen Landbildungen. Daß aber auch bereits zu dieser Zeit die Zertrümmerung der Faltenzüge begonnen hatte, haben die Verhältnisse am Südende der Boskowitzer Furche gelehrt, dort befand sich schon während der Bildung der Rotliegendsedimente die Grenze zwischen den Gneisen des südlichen Urgebirges und dem Culm und Devon der Sudeten. Weitaus die Mehrzahl der im geologischen Kartenbilde so auffallenden Störungen, wie der Elbbruch und der Erzgebirgsbruch, sind jünger als die Kreide und auch die tertiären Sedimente von Nordwestböhmen haben nicht unbeträchtliche Absenkungen erlitten. Auf die Fortdauer der tektonischen Bewegungen in der Gegenwart scheinen die Erdbeben hinzudeuten, welche im Gebiete der böhmischen Masse nicht selten, wenn auch, soweit sichere geschichtliche Berichte gehen, niemals in zerstörender Heftigkeit auftreten.[1])

Zwar scheint kein Teil der böhmischen Masse von Erdbeben vollkommen verschont zu sein, doch ist kein Zweifel, daß die Erschütterungen in den südlichen Teilen, namentlich im niederösterreichischen und im mährischen

[1]) Ältere Daten s. A. Paudler u. F. Hantschel. Die Erdbeben in Böhmen. Mitt. d. Nordböhm. Exkurs.-Klub, Jahrg. XVIII, Dez. 1895, S. 297.

Urgebirge bei weitem seltener und unbedeutender sind als in den von jungen Brüchen zerstückelten nördlichen Randgebirgen.[1] Unter diesen steht wieder das westliche Erzgebirge und das anschließende Vogtland in erster Linie. Dort sind Punkte einmaliger oder wiederholter Erschütterung bis in die Gegend von Leipzig und ostwärts bis in die Nähe von Dresden in ganz unregelmäßiger Weise verstreut. Eine sehr auffallende Erscheinung sind die Erdbebenschwärme,[2] welche zu wiederholten Malen das sächsisch-böhmische Grenzgebiet bei Graslitz, Asch und Brambach heimgesucht haben und bei denen man nicht, wie es bei den Erdbebenperioden anderer Gegenden die Regel ist, einen Hauptstoß mit allmählich ausklingendem Nachbeben unterscheiden kann, sondern bei denen stärkere und schwächere Erschütterungen in ganz unregelmäßiger Weise abwechseln. Die Erfahrung hat gelehrt, daß zwei Zentra unterschieden werden können, das eine ist bei Graslitz-Klingenthal und das andere bei Brambach-Asch gelegen. Während der einzelnen Schütterperioden wandern die Stoßpunkte zwischen den beiden Zentren hin und her. In einzelnen Fällen sind die Erschütterungen dieser Gegenden über das ganze Tepler Hochland bis Luditz und ostwärts bis in die Gegend von Tetschen und weit nach Bayern, Sachsen und Thüringen wahrgenommen worden. Man hat diese Erdbeben mit der Zerstücklung des westlichen Erzgebirges durch zahlreiche nordweststreichende Quarzgänge und Erzgänge in Verbindung gebracht.

Andere ebenfalls nicht unbeträchtliche Erdbeben, wie das von Trautenau im Jahre 1883, jenes, welches die Gegend zwischen Niemptsch und Strehlen im Jahre 1895 erschütterte und das von Schwadowitz und Hronow im Jahre 1901 stehen vermutlich mit der Ausbildung des sudetischen Bruchsystems in

---

[1] Die zahlreichen nicht autochtonen Erschütterungen, welche sich oft von den Alpen her bis weit nach Böhmen fühlbar gemacht haben, kommen hier natürlich nicht in Betracht. Aus den niederösterreichischen und mährischen Gebieten kenne ich (mit Ausnahme des Erdbebenschwarmes von Litschau 1855) nur wenige, nicht immer verläßliche Angaben. (Krems, 6. Juli 1862. — Krems u. Mautern, 22. Nov. 1862. — Krzizanau, Saar und Brünn, April 1897. Neu-Riegers b. Waidhofen a. d. Thaya, 4. Nov. 1900 u. a.) dagegen wird der Böhmerwald etwas häufiger erschüttert.

[2] Solche Erdbebenschwärme haben stattgefunden: 1. Jänner bis 5. Februar 1824, 25. Oktober bis 25. November 1897, 1. bis 11. Juli und 18. Juli bis 21. August 1900, 25. Juli bis 31. August 1901, 13. Februar bis 12. März 1903. — J. Knett. Das erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg. Prag, Lotos. 1899, Nr. 5. — H. Credner. Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. Nov. 1875. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch., Halle, Bd. XLVIII, 1876, S. 246. — Die erzgebirgisch-vogtländischen Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884, ebenda. Bd. LVII, 1884. Ferner mehrere Aufsätze desselben Autors in d. Ber. d. math.-nat. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wissensch., Leipzig 1889, 1898, 1900, 1902 u. 1903. — Becke. Bericht über das Graslitzer Erdbeben vom 24. Okt. bis 25. Nov. 1897, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. 107, (1890), Abteil. 1. — Uhlig. Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens. Mitt. d. Erdbebenkommision d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Neue Folge Nr. III, 1901, und andere Aufsätze in denselben Mitt. Nr. II—V., VII., X. Eine ähnliche Erscheinung, wenn auch von geringerer Heftigkeit, war das Schwarmbeben der Umgebung von Litschau. 1855. F. Rauscher. Mitt. d. geogr. Ges., V. Jahrg. 1861, S. 34.

Zusammenhang.[1]) Zur selben Gruppe wird man die Detonation rechnen dürfen, welche am 8. April 1898 in gesonderten Beobachtungsbezirken bei Melnik, bei Turnau und Liebenau und bei Groß-Bürglitz am Elbbruche vernommen wurde, und vielleicht auch die wiederholt beobachteten Schallphänomene vom Reichenauer Berge nördlich von Mährisch-Trübau.[2])

Jüngste Bildungen.

Die Brüche haben die Grundlinien des orographischen Baues und auch die charakteristischen Züge des böhmischen Flußnetzes vorgezeichnet (s. S. 20). Die letzte Ausgestaltung erfuhr aber das Relief durch die Wirkung der Atmosphärilien, des Eises und des fließenden Wassers. Es hat sich wiederholt Gelegenheit geboten, auf die Rolle hinzuweisen, welche die verschiedene Festigkeit der Gesteine bei diesem Vorgange spielt.

Während in vormiocäner Zeit im mährisch-schlesischen Randgebiete und in einzelnen Teilen der Boskowitzer Furche tiefe Täler, beträchtlich unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel ausgetieft worden waren, konnte das bis über 460 *m* Seehöhe ansteigende miocäne Meer noch nicht in das Innere Böhmens vordringen. Dort wird die Kreidetafel noch vorständiger vorhanden gewesen sein und die Bildung der Elbeniederung fällt in spätere Zeit. Der Lauf der Eger war durch die am Fuße des Erzgebirges aneinander gereihten Seebecken in seiner Hauptrichtung bereits vorgezeichnet.

Während der ganze weite Norden von einer einheitlichen mächtigen Eisdecke überzogen war und die Alpen ihre Gletscher bis an den Rand der Donauniederung vorschoben, befanden sich nur in den höchsten Teilen der böhmischen Masse beschränkte Gebiete dauernder Vereisung. Im Riesengebirge haben die Gletscher formend auf die Täler und Gehänge eingewirkt und die Flüsse der Eiszeit haben Schotterterrassen an seinen Nordabhang vorgeschoben. Im Böhmerwalde sind nur die Nischen mit den kleinen Seen zurückgeblieben und im Erzgebirge ist nur eine einzige Stelle bekannt, die als Eiszeitspur gedeutet werden kann.[3])

---

[1]) G. Laube. Das Erdbeben von Trautenau am 31. Jänner 1883. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXIII, 1883, S. 331—372. — E. Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 1—329. — R. Leonhard u. W. Volz. Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur, Naturwiss. Sektion. Sitzungsber. 10. Juli 1895, Breslau. — J. N. Woldřich. Das nordostböhmische Erdbeben vom 10 Jänner 1901. Mitt. d. Erdbebenkommission d. k. Akad. d. Wissensch. Neue Folge, Nr. VI, 1903.

[2]) J. N. Woldřich. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. April 1898. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. CVII, 1898, S. 1179. — E. Tietze. Der Reichenauer Berg und das dortige Detonationsphänomen. In: Geologische Verhältnisse von Landskron etc. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 623.

[3]) Es ist das in Lehm eingebettete Blockwerk einer Moräne, welches durch einen Bahnbau an der Totenhaide bei Schmiedeberg nahe der sächsisch-böhmischen Grenze aufgedeckt wurde. Zwischen den verschiedenartigen Gneis- und Schieferblöcken befinden sich auch solche von Kalkstein mit Schliffen und Schrammen. Laube wies darauf hin, daß der oberhalb gelegene runde Kessel am Ursprung des Wiesentales zwischen dem

Die Geschichte des böhmischen Flußnetzes ist noch nicht geschrieben. Für diesen anregenden Gegenstand werden vielleicht einmal die weithin im Innern der Masse verstreuten Schotter, ihre verschiedene Höhenlage, und ihr Material, Anhaltspunkte liefern. Ein Teil der Schotter im böhmischen Massiv ist höchstwahrscheinlich von tertiärem Alter und in Mähren werden oft Schotter in Wechsellagerung mit tertiärem Sand und Tegel angetroffen. An anderen Stellen liegen sie deutlich unter dem Löß oder unter angeschwemmtem Lehm. Die hochgelegenen Schotter des nördlichen Urgebirges, stellenweise seifengoldführend, wurden bereits erwähnt; Quarz- und Urgebirgsschotter, stellenweise mit verkieselten Hölzern, welche der zerstörten Kreide entstammen, begleiten auf terrassenartigen Hochflächen gelegen, den Beraunfluß bei Tejrzowitz, bei Pürglitz, bei Beraun, bei Hyskov, bei Tetin und Srbsko. Im Erzgebirge liegt Seifenschotter stellenweise unter dem Basalt, doch sind die meisten Seifen am Fuße des Gebirges gewiß jünger. Aus dem Riesengebirge stammende Schottermassen überziehen weite ebene Terrassen des Kreidegebietes von Königgrätz und Jungbunzlau; stellenweise sind sie sehr reich an Halbedelsteinen.

Außer stande alle diese Erscheinungen in ein bestimmtes System zu bringen, beschränken wir uns auf die Betrachtung der Geschichte des Tales der Elbe vor ihrem Austritte aus Böhmen und folgen dabei der Beschreibung, welche Hibsch geliefert hat, und welche im besten Einklange steht mit den Erfahrungen der sächsischen Geologen.[1])

Dort lassen sich drei Terrassen unterscheiden. Die Kreide war zur Zeit der großen Ausbreitung des Eises bereits um etwa 300 *m* abgetragen und ihre jüngeren Glieder fehlen. So wie vom Trögelsberge her (S. 308), so hat von den hochliegenden Eismassen bei Warnsdorf und überhaupt aus dem Nordosten eine Ausstreuung von nordischem Sand und Schotter durch Schmelzwässer und Flüsse über dieses abgetragene Kreideplateau stattgefunden. Sie sind kennbar an den Feuersteinen, aber gemengt mit örtlichen Gesteinen. Östlich von Aussig liegen sie in 300—400 *m*, in der Nähe der Elbe bis 270 *m* Seehöhe, d. i. 150—160 *m* über dem gegenwärtigen Spiegel des Flusses. Diese Schotter bilden die erste Terrasse.

Der Fluß vertiefte allmählich sein Bett und die Talgehänge wurden mit den Resten dieser älteren, zum Teil nordischen Anschwemmungen überstreut; etwa 60 *m* über dem heutigen Flusse erhebt sich die mittlere Terrasse; die Auswaschung der Seitentäler hat tiefer in den Untergrund eingegriffen. Gneis, Porphyr und Basalt haben das Material zu einem Sande geliefert, der vorwiegend aus Quarz, vermengt mit Glimmerblättchen, Augit und

Fichtelberge, dem Sonnenwirbeljoch und dem Keilberge vielleicht ebenfalls durch Eiswirkung seine Form erhalten haben mag. — Sauer. Sektion. Kupferberg. S. 81. — G. Laube. Glazialspuren im böhmischen Erzgebirge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 194. — Erzgebirge. Bd. II, 1887, S. 129.

[1]) J. E. Hibsch. Versuch einer Gliederung der Diluvialgebilde im nordböhmischen Elbtale; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIX, 1900, S. 641—648.

Hornblende besteht. Hier findet man das Mammut, das Nashorn, den Edelhirsch und auch Spuren des Menschen. Die dritte Terrasse reicht kaum 20 *m* über den Fluß und wird von den jüngsten Alluvien gebildet. Die Ablagerungen der mittleren Terrasse reichen aber bei Tetschen unter jene der dritten hinab und es ergibt sich hieraus, daß die stärkste Austiefung vor den jüngeren Alluvien stattgefunden hat.

Außerdem trifft man vom Winde abgelagerten Löß mit denselben Säugetieren wie auf der mittleren Terrasse; in den höheren Teilen des Löß erscheinen die Steppentiere. Der Löß scheint jünger zu sein als die mittlere Terrasse, doch wurde hierüber noch keine sichere Entscheidung erlangt.

Die Beobachtungen lassen sich nach Hibsch zu dem folgen Ergebnisse vereinigen:

Während der Tertiärzeit, nach dem Einsinken der großen Kreidetafeln, wird der obere Teil dieser Tafeln abgetragen. Die Flüsse bewegen sich der allgemeinen Abdachung entsprechend gegen Nord. Später breitet sich vom Norden her die große Eismasse aus und erreicht an mehreren Orten im Nordosten die Grenzen des heutigen Böhmens. Sie erhebt sich bis 400 *m* über den heutigen Meeresspiegel, oder noch höher. Der Abzug des Wassers gegen Nord ist gesperrt und die Schmelzwässer des Eises bringen die nordischen Geschiebe südwärts nach Böhmen herein. Mit dem Rückgange des Eises wendet sich der Abfluß wieder gegen Nord und die Täler werden von neuem ausgetieft. Während des Eintrittes eines Steppenklimas ist der Mensch bereits in diesen Gegenden erschienen.

Die Erörterung der verschiedenen klimatischen Schwankungen, welche die große Vereisung unterbrochen haben und ihr nachgefolgt sind, fällt nicht in den Bereich dieser Darstellung; zumal bei den beschränkten Moränenbildungen in den böhmischen Gebirgen die chronologischen Einzelheiten aus den Verhältnissen der Nachbargebiete erschlossen werden müssen. Hier sei nur hervorgehoben, daß die Spuren eines trockenen, steppenartigen Klimas in geologisch junger Zeit über das ganze Gebiet mit besonderer Deutlichkeit hervortreten. Diese Spuren sind verschiedener Art Bald äußert sich das Steppenklima durch das Erscheinen bezeichnender Tiere der Steppe, wie der Saiga-Antilope und der Nager der Steppe,[1]) bald erkennt man die vorwaltende Wirkung des Windes unter den atmosphärischen Einflüssen entweder an den abgeschliffenen Findlingen oder durch die Anhäufung von Löß im östlichen Windschatten der sanften Terrainerhebungen. Vom Winde geschliffene Kantengeschiebe waren seit längerer Zeit aus Sachsen und Preußisch-Schlesien bekannt. Zahalka fand sie am Georgsberge bei Raud-

---

[1]) J. E. Hibsch. Schädelteile einer Saiga-Antilope aus dem diluvialen Lehm der Umgebung von Tetschen. Neues Jahrb. f. Min. 1898, I, S. 60—63. — Woldřich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 417.

nitz. WOLDŘICH beschrieb ihr häufiges Vorkommen in der Gegend von Prag und bis in das südliche Böhmen.[1])

Was den Löß betrifft, so ist in früherer Zeit eine scharfe Scheidung von dem durch Verwitterung an Ort und Stelle entstandenem Eluviallehm nicht durchgeführt worden.[2]) Der letztere ist es, der den größten Teil der Ackererde in diesen von der Natur gesegneten Landstrichen bildet. Durch Umschwemmung ist er oft an den Talgehängen, besonders an Flußbiegungen und in den obersten Talmulden in beträchtlicher Mächtigkeit angehäuft. Auch solche Anhäufungen können von relativ hohem Alter sein, wie gelegentliche Funde von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* erweisen,[3]) doch dürfen sie nicht mit dem auf äolischem Wege und durch seine Struktur, Beschaffenheit und meist auch durch die Farbe wohlunterschiedenem echten Löß verwechselt werden.

Der echte Löß gewinnt, wie bereits erwähnt wurde, erst weiter im Osten, wo sich das Gebirge allmählich zur Boskowitzer Furche absenkt, Verbreitung und große Mächtigkeit. Ihm gehören die oft besprochenen Stationen der Mammutjäger der älteren Steinzeit an, die, sehr reich an wertvollen Funden, bei Krems, an mehreren Punkten bei Brünn und bei Przedmost unweit von Prerau angetroffen worden sind.[4])

An solchen Stellen befinden sich im Löß, zumeist mehrere Meter unter der Oberfläche, dünne Lagen von Aschen und Holzkohle mit zahlreichen Resten von Ren, Elen, Pferd, Wisent, Nashorn, und eine ganz besondere Menge von Resten des Mammut; ferner auch solche vom hocharktischen Moschusochsen und vom Höhlenlöwen und vom diluvialen Wolf, seltener vom Riesenhirsch, von der Höhlenhyäne und vom Höhlenbären. Tausende von Steinsplittern, von Steinwerkzeugen und sonstige Artefakte, ferner auch die Schlagmarken an den Knochen, bezeugen die Anwesenheit des Menschen. Im Löß von Brünn sind überdies Skeletteile des Menschen und Stücke dolichocephaler Schädel mit vorspringendem Augenbrauenbogen gefunden worden.[5])

Die reichsten Beiträge zur Fauna des Diluviums haben aber die Funde in zahlreichen Höhlen geliefert. Unter diesen sind besonders zu nennen das Höhlengebiet im mährischen Devonkalke, die Höhlen im kristallinischen Kalke von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde, die Höhlen

---

[1]) J. N. WOLDŘICH. Über einige geologisch-aërodynamische Erscheinungen in der Umgebung von Prag; Věstnik tschech. Akad. d. Wissensch. 1885, S. 1—20.

[2]) KATZER. Geologie von Böhmen, S. 1444.

[3]) KREJČI und HELMHACKER. Archiv f. nat. Landesdurchforschung. 1879, Bd. IV, Nr. 2, S. 156. — ŽELIZKO. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 345. u. andere Angaben.

[4]) M. HOERNES u. R. HOERNES. Besuch einer neuen diluvialen Fundstelle in Krems. Mitt. d. Anthrop. Ges. Sitzungsber. 1900, S. 156. — J. STEENSTRUP. Die Mammutjägerstation bei Przedmost in Mähren. Mitt. d. Anthrop. Ges. Wien, 1890. — M. KŘIŽ. Die Lößlager in Przedmost bei Prerau, ebenda, 1894.

[5]) A. MAKOWSKY. Der Mensch der Diluvialzeit Mährens. In der Festschrift der k. k. technischen Hochschule in Brünn, 1899.

in den paläozoischen Kalken bei Beraun und die Gudenushöhle im niederösterreichischen Waldviertel. Die Fülle von Wirbeltierresten läßt sich in einzelne Gruppen sondern, eine Gruppe mit dem Mammut, dem Rhinozeros, dem Höhlenlöwen und der Höhlenhyäne, eine Gruppe von hochnordischen Tieren mit dem Moschusrinde, dem Vielfraß, dem Lemming und dem Rentiere, eine Gruppe mit alpinen Tieren, wie der Steinbock und der Auerhahn, und eine Gruppe von Steppentieren, wie die Saiga-Antilope und endlich spätdiluviale Weidetiere wie Wisent, Elen, Riesenhirsch, Edelhirsch, Pferd, Luchs und viele andere zum Teile noch lebende Arten, auch von Haustieren, vergesellschaftet mit Resten menschlicher Arbeit, Werkzeugen aus Stein und Knochen und Tongefäßen. Die Gruppen sind durchaus nicht strenge gesondert und die Art der Vergesellschaftung dieser Funde ist Gegenstand besonderer Studien geworden. Hier sind sie das Zeichen wiederholter und tief eingreifender klimatischer Veränderungen, welche seit dem Bestande der Höhlen und seit dem ersten Auftreten des Menschen über das Land gegangen sind.[1])

In allen höheren Teilen der böhmischen Masse, wo die Feuchtigkeit der Berge, der Nebel, der Reichtum an Niederschlägen und das rauhe Klima die entsprechenden Bedingungen darbieten, finden sich Torfmoore.[2]) Die größten Moorflächen gehören dem Böhmerwalde an; sie bilden dort in den höheren Talstrecken und im Waldgebiete der Berge die mit Zwergbirken oder Zwergkiefern überwachsenen Filze, Moorwiesen oder Brüche, aus denen zumeist die Flüsse entspringen. Auch auf dem breiten Rücken des Erzgebirges und im Riesengebirge sind sie sehr verbreitet; im Isergebirge befinden sich ausgedehnte Torfstiche. Spärlicher und weniger ausgedehnt finden sie sich im böhmisch-mährischen Hochlande, das ja geringere Höhe besitzt und mehr bebaut ist. Dort, und auch schon in den Tälern des Erzgebirges, sind die Hochmoore vergesellschaftet mit dem Moortypus der tieferen Strecken, den Wiesenmooren. Diese umziehen mit dem Aussehen nasser und versumpfter Wiesen besonders die Teiche der Ebenen von Budweis, Wittingau und Neuhaus und bedecken an den Ufern der Flüsse die Landstrecken, welche sich im Niveau oder nur wenig über dem Niveau des Grundwassers befinden. Indem sie sich ausbreiten, verkleinern sie allmählich die Wasserfläche der Teiche. Reine Wiesenmoore von geringen Ausdehnungen sind auch über die flachen Landstrecken im Elbegebiete verstreut. Die großen Torflager mit den Mineralquellen im Franzensbader Becken, und zwar die „Soos“ im Norden und das Franzensbader Moor im Westen und im Süden der Stadt, sind in den tieferen Teilen Wiesenmoorbildungen und in den obersten Lagen Hochmoore.

[1]) J. N. Woldřich. Übersicht der Wirbeltierfauna des „Böhmischen Massivs“ während der anthropozoischen Epoche. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 393—528, daselbst auch weitere Literatur.

[2]) F. Sitenský. Über die Torfmoore Böhmens. Archiv d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. VI, Nr. 1, Prag, 1891, S. 1—124.

Die Torfmoore sind von verschiedenem Alter und können teilweise als Produkte einer jungen geologischen Vergangenheit betrachtet werden.

Durch SAUER wurden in einer Ziegelgrube bei Deuben südlich von Dresden, unter einer Decke von lößartigem Gehängelehm mit *Rhinoceros tichorhinus*, Ton- und Torfschichten mit Pflanzen- und Insektenresten entdeckt. Nach NATHORSTS Untersuchungen ist es die Flora und Fauna einer arktischen Tundra. Zwergweiden, Riedgräser, Wollgräser, der Alpen-Knöterich *(Polygonum viviparum)* und einige Saxifragen mit bunten Blättern überzogen wie heute im hohen Norden den Boden. Bäume und höhere Sträucher fehlten. Das ganze Gebiet bis zu den Alpen war nach NATHORSTS Meinung zur Zeit der größten Vereisung mit dieser Tundren-Vegetation bedeckt, der sich höchstens stellenweise einige Birken zugesellten.[1]

Viele böhmischen Torfmoore enthalten eine große Anzahl arktischer subarktischer Pflanzen; es kann angenommen werden, daß dieselben aus Zeiten eines allgemeinen kälteren Klimas erhalten geblieben sind. Spärliche Knochenfunde vom Riesenhirschen aus dem Moore von Mrklov bei Hohenelbe und aus der Soos, ferner vom Sumpfschwein ebenfalls aus der Soos, deuten auf spätdiluviales Alter einzelner Torflager; dazu gesellen sich noch an einzelnen Punkten ganz spärliche Funde prähistorischer und mittelalterlicher Kunstprodukte.

Die Sphagnum- und Hypnum-Pflänzchen, welche Generation auf Generation diese Moore aufbauen, führen uns so allmählich über die Grenze hinaus, mit welcher die geologische Untersuchungsmethode abgelöst wird von der historischen, das heißt: über jene Grenze, an welcher menschliche Spuren und Überlieferungen beginnen uns Nachrichten über die Vergangenheit zu geben. Jahrtausende schwerer Kulturarbeit haben das Bild der Oberfläche beeinflußt, aber das innere Gefüge, die geologische Zusammensetzung blieb völlig unverändert.

---

[1] A. G. NATHORST. Die Entdeckung einer fossilen Glazialflora in Sachsen; Öfoersigt af Kongl. Vetenskap. Akad. Förhandlingar. 1894, Nr. 10, S. 519—543.

BRESLAU
Oder
Striegau
Schweidnitz
Strehlen
Reichenbach
Eulen Geb.
Nimptsch
Oppeln
Glatzer Neisse
Frankenstein
Neisse
Ottmachau
Glatz
Syenit
Neisse Senke
Bhm. Kamm
Hohes Gesenke
Ratibor
Troppau
Schildberg
Hultschin
Landeck
Kohlengebirge
Niederes Gesenke
Ostrau
Landskron
Zwittau
Politschka
Olmütz
Plateau
Weisskirchen
Culm
Karpathen
Proskowitz
von
Prerau
Drahan
Brünner Eruptiv
Brünn
Misslitz
March
Nikolsburg
Thaya
Staats
Insel Berge
Waschberg
WIEN
Donau
10 0 10 20 30 40 50 Km

Ortlergruppe vom Madatschjoch (3340 *m*).
(Nach einer Photographie von L. Friedmann.)

BAU UND BILD

DER

OSTALPEN UND DES KARSTGEBIETES

VON

C. DIENER.

MIT 1 TITELBILD, 28 TEXTABBILDUNGEN, 5 KARTEN IN SCHWARZDRUCK
UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

Einleitung.

Versuche einer Entzifferung der Struktur der Ostalpen. — Schwierigkeiten einer solchen. — Komplikation der Lagerungsverhältnisse. — Facieswechsel. — Verschiedenheit der Ostalpen von ihrem nördlichen Vorland. — Gegensatz junger Falten- und alter Massengebirge. — Pelagischer Typus der alpinen Sedimente. — Größere Vollständigkeit der marinen Schichtfolge. — Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente der Trias- und Juraepoche. — Inhalt der folgenden Teile. — Tektonische Verbindung der West- und Ostalpen. — Tektonische Zonen der Ostalpen. — Anordnung des Stoffes nach geographischen Gesichtspunkten.

Das Jahr 1849 bezeichnet einen Markstein in der Entwicklung der geologischen Wissenschaft in Österreich. In den November dieses Jahres fällt die Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. Das von W. Haidinger, dem ersten Direktor des neu errichteten Institutes, entworfene Programm der geologischen Aufnahme der Monarchie nahm für die Erschließung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Ostalpen die Untersuchung eines Systems paralleler Durchschnitte in Aussicht. Fünf solcher Profile sollten im einzelnen studiert und „von den Geologen dergestalt durchgenommen werden, daß eine unwidersprechliche Kenntnis des Gegenstandes als Erfolg erhalten werden müsse."

Mehr als fünfzig Jahre sind seither verflossen. Innerhalb dieser Zeit haben Mitglieder der k. k. Geologischen Reichsanstalt und außerhalb der letzteren stehende Fachgenossen in rühmlichem Wetteifer daran gearbeitet den komplizierten Bau der Ostalpen festzustellen. Aber selbst heute noch müssen nicht wenige jener Fragen, welche die Pioniere der Alpengeologie in ihrem Enthusiasmus durch das Studium von fünf Profilen lösen zu können hofften, unbeantwortet bleiben. Noch ist die Gliederung der kristallinischen Gesteine der Zentralzone und ihres paläozoischen Nordrandes kaum über die ersten Anfänge hinausgekommen, noch sind die tektonischen Beziehungen der Ostalpen zu den Westalpen nichts weniger als klar gestellt, noch umschleiert dasselbe Dunkel des Geheimnisses die Kraft, der die Alpen gleich den übrigen großen Faltengebirgen der Erde ihre Aufrichtung verdanken, wie zu den Zeiten von Leopold von Buch und Elie de Beaumont. Gewiß ist nur, daß die älteren Ansichten über diese Fragen den heutigen Erfahrungen nicht mehr entsprechen, nachdem ihre wichtigsten Voraussetzungen hinfällig geworden sind.

Bei den außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnissen innerhalb der alpinen Region erforderte die Feststellung der stratigraphischen Aufeinanderfolge der einzelnen Schichtbildungen einen ungleich größeren Aufwand an Zeit und Mühe als in den klassischen Schulgebieten Mitteleuropas und Englands, die als Ausgangspunkte für die Gliederung der geologischen Formationen gedient haben. Die Schwierigkeiten, die sich beispielsweise der

Fixierung des Altersverhältnisses der Sedimente innerhalb der nordalpinen Kalk- und Flyschzone entgegenstellten, lernt man würdigen, wenn man bedenkt, daß normale Profile an der Grenze beider Zonen zu den seltenen Ausnahmen gehören, vielmehr eine Überschiebung der Kalkzone über die Sandsteinzone der ganzen Ausdehnung der letzteren nach vom Rhein bis zur Thermenlinie von Wien die Regel darstellt. Man begreift es, wie unter diesen Umständen noch 1850 — als bereits die Übersichtsaufnahmen der k. k. geologischen Reichsanstalt im vollen Gange waren — EHRLICH[1]) den Schluß ziehen konnte, daß der Wiener Sandstein älter als der Alpenkalk sei, da er den letzteren überall unterteufe. Wo mit der Abwesenheit bezeichnender Fossilien eine gesicherte Grundlage für die Feststellung der Schichtfolge fehlt, wie innerhalb der kristallinischen Serie der Zentralzone, dort treten auch heute noch die Lücken in unserer Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik des Gebirges am schärfsten hervor. Mit dankbarer Anerkennung darf wohl an dieser Stelle der bedeutsamen Arbeiten F. v. HAUERS gedacht werden, der im Jahre 1853 zum ersten Male „eine wohl begründete, mit der westländischen Geologie der Hauptsache nach in Einklang gebrachte Schichtfolge der Ostalpen“ vorzulegen im stande war.

Ein zweites das Studium der Lagerungsverhältnisse in den Ostalpen erschwerendes Moment liegt in der überraschend großen Mannigfaltigkeit der Facies[2]) zahlreicher geologischer Niveaus — insbesondere der mesozoischen Ära — innerhalb enger Bezirke. Durch STUR, E. v. MOJSISOVICS u. a. ist der jähe Wechsel der Facies durch ganze Schichtreihen der mittleren und oberen Trias im südtirolischen Hochlande und im Salzkammergut nachgewiesen worden. Wenn auch dieses „Prävalieren der schneidendsten Gegensätze durch alle Glieder der oberen Trias“ in dieser Epoche den Höhepunkt erreicht zu haben scheint, so macht sich doch auch noch während der Jura- und Kreideepoche eine verwirrende Mannigfaltigkeit in der Ausbildung eines und desselben geologischen Horizontes geltend. Abweichend von der auch für die Ablagerungen der heutigen Meere geltenden Regel, daß ein Horizont auf weite Strecken den gleichen Charakter beibehält, findet man in den mesozoischen Gebieten der Ostalpen nicht selten auf engem Raume dasselbe Niveau bald in der Form weicher, fossilreicher Mergel, bald vulkanischer Tuffe und aus solchen regenerierter Sandsteine, bald wohlgeschichteter Kalke, bald massiger, zu gewaltiger Mächtigkeit anschwellender und in den mergeligen Sedimenten linsenförmig auskeilender Dolomitriffe entwickelt. Diese Kontraste in der Ausbildung erschweren das Erkennen gleichalteriger alpiner Sedimente in hohem Maße; oft kann der Beweis dieser Gleichaltrigkeit erst auf Grund einer genauen paläontologischen Untersuchung der Fossilreste oder durch minutiöse geologische Detailaufnahmen erbracht werden.

---

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt I. 1850. S. 632.

[2]) Als Facies hat man mit BITTNER (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 327) jede Ausbildung oder Erscheinungsform einer in einem bestimmten Zeitraum erfolgten Ablagerung anzusehen.

Während die Ostalpen im Süden und Osten — soweit sie nicht in den gleichartig gebauten Faltenzügen der Karpaten und des Dinarischen Gebirgssystems ihre Fortsetzung finden — von großen Tiefebenen begrenzt sind, deren Untergrund durch junge Meeres- oder Süßwasserablagerungen verhüllt wird, besitzen sie auf ihrer Nordseite ein geologisch reich gegliedertes Vorland. Der tief greifende Gegensatz, der zwischen den Alpen und ihrem nördlichen — das böhmische Massiv und das südwestdeutsche Becken umfassenden — Vorlande besteht, ist von allen Beobachtern, die sich mit den Beziehungen dieser beiden Systeme von Erhebungen beschäftigt haben, in übereinstimmender Weise betont worden. Er beschränkt sich keineswegs auf den augenfälligen Kontrast in den Reliefverhältnissen, sondern findet auch in der Verschiedenheit der Struktur einen nicht minder prägnanten Ausdruck.

Es sind vor allem zwei Eigentümlichkeiten, die den bedeutungsvollen Unterschied zwischen den Ostalpen und ihrem nördlichen Vorlande bedingen. Die eine dieser Eigentümlichkeiten ist auf der ganzen Erde für den Gegensatz zwischen Kettengebirgen und alten Massen bestimmend.[1] Die Alpen sind ein junges Kettengebirge, in dem intensive faltende Bewegungen, durch welche die Sedimente zu lang hinstreichenden Ketten gestaut wurden, noch während der jüngeren Tertiärzeit angedauert haben. Dagegen ist das nördliche Vorland der Ostalpen, insbesondere die Böhmische Masse, charakterisiert durch die Abwesenheit faltender Bewegungen seit dem Abschluß der Carbonzeit. Es ist in späteren Perioden der Erdgeschichte fast ausschließlich von großen Senkungsbrüchen betroffen worden und wo jüngere Faltung nachweisbar ist, wie am Rande des böhmischen Massivs bei Voglarn, dort ist sie als eine lokale Ausnahmserscheinung beschränkt auf die Region der großen Brüche und nicht zu vergleichen mit der Art zusammenschiebender Massenbewegungen innerhalb der alpinen Faltungsregion.

Die tektonischen Grundelemente Mitteleuropas, die vom französischen Zentralplateau bis zur Podolischen Platte den jungen Faltenzügen der Alpen und Karpaten gegenüberstehen, sind bei aller Verschiedenheit untereinander, doch den letzteren gegenüber durch gewisse gemeinsame Merkmale des Baues ausgezeichnet. Das erste dieser Merkmale besteht in dem Auftreten verhältnismäßig junger — miocäner und postmiocäner — faltender Bewegungen von großer Intensität in dem alpin-karpatischen Kettengebirge, das zweite in einer ungleich vollständigeren Entwicklung der marinen Schichtbildungen. „Wenn jemand die Westalpen mit dem französischen Zentralplateau oder die Ostalpen mit Böhmen vergleicht, fällt sofort die viel größere Vollständigkeit der sedimentären Serie in den Alpen und ihre Lückenhaftigkeit in den beiden anderen Regionen auf.“[2] Namentlich in den Ostalpen ist die Entwicklung einer größeren Anzahl von Schichtgliedern eine mehr pe-

[1] Vergl. M. Neumayr. Ketten- und Massengebirge. Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenver. 1888, S. 1.

[2] E. Suess. Die Entstehung der Alpen, S. 97.

lagische[1]) als in den benachbarten Bezirken der mitteleuropäischen Region. Eine Reihe von alpinen Ablagerungen der mesozoischen Ära läßt sich innerhalb der letzteren Region gar nicht oder nur mit wesentlich veränderten Merkmalen wiederfinden. So bietet die germanische Trias mit jener der Ostalpen nur zur Zeit des Röth und am Beginn der Muschelkalkperiode Berührungspunkte, dagegen sind solche von da ab bis in die rhätische Stufe in so ungenügender Weise vorhanden, daß die bereits im Jahre 1874 von Gümbel, F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics diskutierte Frage nach der oberen Grenze des Muschelkalkes in den Ostalpen auch heute noch zu den am meisten umstrittenen in der Triasgeologie gehört. Auch während der Juraepoche stellen die Alpen der außeralpinen Region gegenüber ein Gebiet tieferen und offeneren Meeres dar, wenn auch zu dieser Zeit eine größere Annäherung in der Schichtfolge beider Bezirke als in der Triasepoche sich geltend macht. Die Überbrückung der in Mitteleuropa so scharfen Formationsgrenze zwischen Jura und Kreide durch die Meeresbildungen der tithonischen Etage in den Alpen ist ein weiteres Beispiel für die daselbst vorherrschenden pelagischen Bedingungen. Selbst noch an der Grenze von Kreide und Eocän kennzeichnet neben einer Vertretung von Süßwasserschichten stellenweise ein ununterbrochener Anschluß von Meeresbildung an Meeresbildung den pelagischen Charakter der alpinen Vorkommnisse.

Für die geologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen ist der Zusammenhang jenes Gebirges mit der Zone junger Faltenzüge maßgebend, deren Lage mit dem Verlaufe des zentralen Mittelmeeres der mesozoischen Ära übereinstimmt. Dieses Meer, das man mit dem von Suess vorgeschlagenen Namen „Tethys“ bezeichnet, dessen Sedimente nach Neumayrs Ansicht bei unserem Studium der geschichteten Ablagerungen den Typus abzugeben haben, hat uns in den Ostalpen eine fortlaufende Reihe von Bildungen — nur durch vereinzelte Einschaltungen von Land- oder Süßwasserablagerungen unterbrochen — hinterlassen. Der Gegensatz in der Entwicklung der Schichtfolge in den Ostalpen und auf ihrem nördlichen Vorlande aber ist eben durch die Tatsache bestimmt, daß die ersteren einen bleibenden, fast während der ganzen mesozoischen Ära überfluteten Teil der Tethys bildeten, während auf das nördliche Vorland marine Transgressionen nur zeitweilig übergriffen.

Durchaus verschieden von der durch den Wechsel langdauernder Trockenlegung mit marinen Transgressionen bedingten Lückenhaftigkeit der Schichtfolge auf dem böhmischen Massiv oder im südwestdeutschen Becken ist jene Eigentümlichkeit, die von Neumayr als „Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente“ bezeichnet wurde. Das Wesen dieser Erscheinung besteht darin, daß eine nicht geringe Zahl von fossilführenden Ablagerungen innerhalb der mesozoischen Zonen der Ostalpen, weit entfernt, kontinuierliche, über größere Strecken verbreitete Schichten zu bilden, nur sporadisch auftretende, linsenförmige Einschaltungen darstellt. Die hier erörterte Eigen-

[1]) „Bathyale Entwicklung“ im Sinne von Haug (Bull. Soc. géol. 3. sér., T. XXVIII, 1900, S. 620.

tümlichkeit ist im mittleren und oberen Jura der Ostalpen am genauesten studiert worden. Sie charakterisirt sich durch das isolierte Auftreten einzelner Jurazonen an beschränkten Lokalitäten, ohne daß es möglich wäre, eine Aufeinanderfolge derselben wie im außeralpinen Jura profilmäßig nachzuweisen. Die gleiche Eigentümlichkeit macht sich auch in der Hallstätter Entwicklung der alpinen Trias geltend. Verhältnisse dieser Art sind es, die der Schaffung einer gesicherten Grundlage für die Zonengliederung durch die Feststellung der stratigraphischen Aufeinanderfolge der die einzelnen Faunen umschließenden Schichtbildungen in klaren Profilen die größten Schwierigkeiten bereiten. Würden wir nicht für das Jurasystem in Mitteleuropa gewissermaßen ein Schulgebiet besitzen, so wäre es wohl kaum möglich gewesen, zu einer befriedigenden Gliederung des alpinen Jura überhaupt zu gelangen.

Eine Antwort auf die Frage nach der Ursache dieser und ähnlicher für die alpine Stratigraphie so bedeutungsvollen Eigentümlichkeiten fällt nicht in den Rahmen dieses Buches. Hier soll lediglich der Versuch gemacht werden, ein Bild der Struktur der Ostalpen zu entwerfen und gelegentlich anzudeuten, in welchen Beziehungen die letztere zu dem heutigen Relief und der Szenerie des Gebirges steht. Immerhin soll dieses zweite Moment nur eine gewissermaßen dekorative Verwendung finden, dagegen auf die Darstellung der Tektonik der Ostalpen das Hauptgewicht gelegt werden.[1])

Seit Scheuchzer, Michell, Pallas und H. de Saussure den Zusammenhang zwischen der Form und Struktur der Gebirge darzulegen versucht haben, ist ja zugleich mit der Ausbildung der Tektonik, der Lehre von dem Bau und der Entstehung der Gebirge, die Morphologie, die Lehre von der Oberflächengestaltung, der Konfiguration des Reliefs auf genetischer Grundlage, immer mehr in den Vordergrund getreten. War es eine Lücke in der Geographie, die Formen der Erdoberfläche nur als geometrische Körper ohne Rücksicht auf die Beziehungen zu dem inneren Bau zu betrachten, so war es nicht minder eine Einseitigkeit der älteren Geologie, die Berge nur als eine Art Mineralien- oder Petrefakten-Depot zu behandeln. Es ist bekannt, wie sehr der allgemeine Charakter der Berge von der Natur der Gesteine abhängt, aus denen sie zusammengesetzt sind und von der Intensität der Kräfte, durch die sie aufgerichtet wurden. Niemand wird Gipfel von so kühnen Formen wie das Matterhorn in der Flysch- oder Molassezone suchen. Es ist daher auch die viel verbreitete Ansicht, daß Gebirgsszenerien im großen ganzen überall auf der Erde gleich seien, eine durchaus irrige. Vielmehr existiert in den verschiedenen Teilen der Erde die größte Mannigfaltigkeit im Charakter der Gebirgslandschaften. Wohl aber stehen an malerischer Schönheit, an glücklicher Vereinigung großartiger und lieblicher Bilder, natürlicher Reize mit solchen menschlicher Kultur, an Reichtum,

[1]) Es mag nicht überflüssig erscheinen, ausdrücklich auf die Verschiedenheit hinzuweisen, die infolgedessen zwischen dem vorliegenden Buche und Publikationen wie Geikies Scenery of Scotland oder Lubbocks Scenery of Switzerland in Ziel und Anlage besteht.

Fülle und Abwechslung der Berg- und Talformen unsere Alpen kaum hinter einem anderen Gebirge zurück.

So große Abhängigkeit übrigens die Szenerie einer Gebirgsgruppe oder Zone von der Gesteinsbeschaffenheit und zum Teil auch von der Lagerung der Sedimente bekundet, so wenig Beziehungen zeigt in der Regel das Talsystem eines Gebirges im großen zum inneren Bau. Durch die Arbeiten von Gümbel, Heim, Rütimeyer u. a. wissen wir nicht nur, daß alle Täler ausnahmslos Werke des rinnenden Wassers sind, sondern auch, daß die Erosion durch die Struktur nur selten wesentlich beeinflußt erscheint. Die Fälle, in denen ein solcher Einfluß nachweisbar ist, werden dadurch um so merkwürdiger und sollen hier hervorgehoben werden, da ihre sorgfältige Verfolgung für die Geschichte der Gebirgsbildung größere Bedeutung gewinnen könnte als das negative Resultat der Feststellung, daß die Talbildung in den meisten Fällen vom Gebirgsbau unabhängig ist.

In der Natur der Sache liegt es ferner, daß auf eine gleichmäßige Behandlung der einzelnen Abschnitte des Gebirges verzichtet werden muß. Dazu nötigt schon die Ungleichwertigkeit der Literatur, die durchaus nicht in gleicher Weise für alle Gruppen der Ostalpen den auf ein Verständnis des Gebirgsbaues gerichteten Ansprüchen genügt. Aber auch die Notwendigkeit, die Behandlung eines so umfangreichen Stoffes in verhältnismäßig enge Grenzen einzuschränken, ließ es mir wünschenswert erscheinen, den tektonisch interessantesten Teilen der Ostalpen eine größere Ausführlichkeit der Darstellung auf Kosten der minder bemerkenswerten oder weniger genau bekannten Abschnitte des Gebirges angedeihen zu lassen. Auf diese Weise hoffe ich dem Leser etwas mehr bieten zu können als eine bloße Nebeneinanderstellung geologischer Profile.

Obwohl durch die fortschreitenden Detailaufnahmen, insbesondere durch jene von Seite der Mitglieder der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, die Lücken in der tektonischen Kenntnis der Ostalpen sich fortwährend verkleinern, ist doch eine Übersicht der Struktur der gesamten Ostalpen auf Grund einer bloßen Kompilation der vorhandenen Literatur ohne Kombinationsgabe und ohne ein auf eigene Anschauung gegründetes Urteil über gewisse Differenzen in der Auffassung verschiedener Beobachter kaum durchführbar. In den nachfolgenden Darstellungen war ich bemüht, solche empfindliche Lücken in unserer positiven Kenntnis eher schärfer hervortreten zu lassen als zu verschleiern. Wo ich in Fragen Stellung nehmen mußte, über welche die Meinungen der beteiligten Beobachter auseinandergehen, ist meine Entscheidung in der Regel auf Grund persönlicher Inaugenscheinnahme der betreffenden Verhältnisse erfolgt.[1] Zu einer Zurückhaltung der definitiven

[1] Obgleich in diesem Buche in erster Linie eine Darstellung des augenblicklichen Standes unserer Kenntnis der Struktur der Ostalpen gegeben werden soll, habe ich eine zu weitgehende Zurückdrängung meiner eigenen Meinung in solchen Fragen nicht für angemessen erachtet, deren Lösung mir in einem bestimmten Sinne, wenn schon nicht erreicht, so doch angebahnt schien.

Entscheidung zwischen den verschiedenen Lehrmeinungen über die in dem Schlußkapitel erörterten Probleme finde ich mich durch die Überzeugung bestimmt, daß keine der bisherigen Hypothesen über die Entstehung der Alpen den Tatsachen in der Natur in genügendem Maße Rechnung trägt, „daß sie fortan nicht einen Gegenstand des Streites, sondern die sichere Basis weiterer Forschung bilden könnte.“[1] Nichtsdestoweniger dürfte die in diesem Buche niedergelegte Arbeit insofern einen kleinen Beitrag zu weiteren Fortschritten in unserer Erkenntnis des viel diskutierten Problems der Gebirgsbildung bieten, als es einem Gegenstande gewidmet ist, über den wohl eine schwer zu überblickende Fülle einzelner Angaben, aber noch keine zusammenfassende Darstellung existiert. Denn ungeachtet der zahlreichen, noch bestehenden Lücken in unserer Erkenntnis erscheinen die Ostalpen heute bereits soweit mit genügender Gründlichkeit durchforscht, daß es wohl der Mühe wert ist, einmal den betrachtenden Blick über den ganzen Reichtum des gewonnen Materials an Beobachtungstatsachen hinschweifen zu lassen.

Die Frage, in welcher Weise die tektonische Verbindung der West- und Ostalpen sich vollzieht, hat sich außerordentlich kompliziert, seit ich dieselbe in meinem Buche „Der Gebirgsbau der Westalpen“ (1891) zum ersten Male zu erörtern versucht habe. Solange über die stratigraphische Stellung des in dem Grenzgebiete der ostalpinen Zentralzone gegen die Westalpen mächtig entwickelten Schichtkomplexes der Bündner Schiefer bei den verschiedenen Beobachtern, wie Heim, Gümbel, Tarnuzzer, Rothpletz, Steinmann und dem Verfasser diametral entgegengesetzte Meinungen bestehen, ohne daß für die Richtigkeit der einen oder der anderen zwingende Beweise erbracht werden konnten, solange ist jede Hoffnung ausgeschlossen, zu einer Einigung über die Struktur der für die Frage des Anschlusses der ostalpinen Zentralzone an die westalpine Zone des Monte Rosa maßgebenden Teile des Gebirges zu gelangen. Vorläufig mag als tektonische Grenzscheide zwischen den Ostalpen und Westalpen die Rheinlinie, auf deren Bedeutung für die geologische Entwicklungsgeschichte der Alpen zuerst E. v. Mojsisovics in überzeugender Weise hinwies, mit der Verlängerung über den Lukmanier ins Val Blegno oder über den Bernhardinpaß ins Val Mesocco und der Amphibolitzug von Jvrea gelten.

Erheblich schärfer noch als in den Westalpen erscheint in den Ostalpen die Anordnung mehr oder minder ausgedehnter Schichtkomplexe in langgestreckte, dem Streichen des Gebirges folgende Zonen ausgesprochen. Jede solche Zone ist ein durch die Einheitlichkeit des Streichens der Falten und durch gemeinsame Grundzüge des Baues ausgezeichneter und auf diese Weise bis zu einem gewissen Grade individualisierter Abschnitt des Gebirges, der im Vergleiche zu den einzelnen Falten ein tektonisches Glied höherer Ordnung repräsentiert. Diese zonale Anordnung der Schichtglieder findet bereits in der üblichen Dreiteilung der Ostalpen in eine kristallinische

[1] D. Stur. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 21.

Mittelzone und zwei randliche Kalkzonen ihren Ausdruck. Der Tektonik des Gebirges dürfte allerdings eine Gliederung in fünf solcher Zonen am besten entsprechen, indem von der nördlichen Kalkzone die zwar räumlich beschränkte, aber ihrer Zusammensetzung nach durchaus verschiedene nördliche Sandsteinzone oder Flyschzone, von der südlichen Kalkzone der durch sein geradliniges Streichen und die mächtige Entwicklung paläozoischer Sedimente ausgezeichnete Drauzug abgetrennt werden müssen.

Es gliedern sich demnach die Ostalpen ihrer Struktur nach in die folgenden, von Norden gegen Süden aneinander gereihten Zonen:

I. Nördliche Sandsteinzone oder Flyschzone, umfassend den Bregenzer Wald im Westen und den geschlossenen Sandsteingürtel zwischen Salzburg und Wien im Osten (Kreide und Tertiär mit vereinzelten Juraklippen).

II. Nördliche Kalkzone (fast ausschließlich mesozoisch).

III. Zentralzone (kristallinisch mit eingefalteten Zügen und aufgelagerten jüngeren Schollen paläozoischen und mesozoischen Alters).

IV. Drauzug, mit fast geradlinigem Streichen südlich vom Drautal von Sillian in Tirol bis Warasdin in Kroatien zu verfolgen, durch einen schmalen Zug kristallinischer Aufbrüche in eine nördliche und südliche Hälfte zerlegt (paläozoisch, mesozoisch, im östlichen Abschnitt auch mächtig entwickelte Tertiärbildungen).

V. Südliche Kalkzone, nach Südosten ohne scharfe Grenze übergehend in das Dinarische Faltensystem, dem die illyrischen Karstländer angehören (überwiegend mesozoisch, daneben kristallinische Aufbrüche, ferner mäßig entwickelt jüngeres Paläozoikum und Tertiär).

Es darf bei dieser Einteilung allerdings nicht übersehen werden, daß die kristallinische Zentralzone selbst wieder aus mehreren Einzelzonen zusammengesetzt ist und daß die Südliche Kalkzone mit dem Dinarischen Faltensystem, dessen integrierenden Bestandteil sie bildet, der Nördlichen keineswegs homolog gebaut erscheint.

Auch in der Physiognomie des Gebirges gelangt diese zonale Anordnung der großen natürlichen Abschnitte der Ostalpen plastisch zum Ausdruck. Scharf setzen sich, von einer der Aussichtswarten am Südrande des böhmischen Massivs oder von der bayrischen Hochebene aus betrachtet, die Alpen gegen das tertiäre Vorland ab. Kulissenartig türmen sich die langgestreckten Kämme hintereinander auf, zuerst eine Zone dichtbewaldeter, niedriger Vorberge, sanft konturiert und ohne ausgeprägte Gipfelbildungen, dann, Kette an Kette gereiht, die Kalkalpen mit ihrem reichen Wechsel dunkler Hochwälder, grüner Matten und schroffer Felsbildungen. Nur an wenigen Stellen dringt der Blick durch eine Lücke dieses geschlossenen Walles bis zu einem der hohen Schneegipfel der kristallinischen Zone. Noch viel deutlicher tritt diese zonale Anordnung der Ostalpen von einem zur Überschau geeigneten Punkte im Inneren des Gebirges hervor. So scharf sind die Grenzen zwischen den aus verschiedenem Gesteinsmaterial aufgebauten Zonen, daß

sie z. B. entlang dem Nord- und Südrande der kristallinischen Zentralalpen in der Rundschau vom Großglockner auf weite Strecken hin mit bloßem Auge erkennbar bleiben. Auf dem Kontrast der beiden Hälften des Aussichtsbildes beruht die Bedeutung einzelner, nahe der Grenze zwischen der Zentralzone gegen eine der beiden Kalkzonen gelegener Erhebungen als Aussichtsberge ersten Ranges, wie Schmittenhöhe, Hohe Salve, Kronplatz, Pfannhorn oder Dobratsch. In den Westalpen ist diese Sonderung der parallel gelagerten Zonen in der Physiognomie des Gebirges nicht zu einer gleich scharfen Durchbildung gelangt. Auch sind die Zonen selbst minder geschlossen, da eine Reihe großer Quertäler die Mehrzahl derselben vollständig durchschneidet. Eine den Schweizer Alpen ähnliche, reiche Quergliederung und Durchgängigkeit hat in den Ostalpen nur die Südliche Kalkzone aufzuweisen.

In den nachfolgenden Abschnitten dieses Buches wird der Bau dieser einzelnen Gebirgszonen besprochen und die Szenerie derselben geschildert. Dabei soll jedoch die geologische Entwicklungsgeschichte dieser Zonen nur bis zu dem Abschluß der großen faltenden Bewegungen während der jüngeren Tertiärzeit, durch welche die Ostalpen aufgerichtet wurden, verfolgt werden, da das wichtigste Ereignis der letzten erdgeschichtlichen Phase, die Entwicklung des Glacialphänomens in den Ostalpen, durch Penck und Brückner bereits eine eingehende monographische Darstellung gefunden hat. An diese lediglich beschreibenden Abschnitte schließt sich eine Übersicht der Struktur der Ostalpen und eine Darstellung der wechselnden Meinungen über die Ursachen, welche zu der Entstehung des Gebirges geführt haben.

Die Gliederung des Stoffes nach geographischen beziehungsweise nach tektonischen Gesichtspunkten bedarf wohl keiner besonderen Rechtfertigung. Ich habe bereits vor längerer Zeit an anderer Stelle betont,[1] wie empfindlich sich gerade in der Alpengeologie die Behandlung des Gegenstandes nach einseitig stratigraphischen Gesichtspunkten ohne Berücksichtigung des geographischen Moments fühlbar macht. Dies gilt ebensowohl von Gümbels „Geognostischer Beschreibung des bayrischen Alpengebirges“, Sturs „Geologie der Steiermark“ und Bittners „Geologischen Verhältnissen von Hernstein in Niederösterreich“ — den besten alpin-geologischen Lokalmonographien ihrer Zeit — als von einer neueren Gesamtdarstellung der Alpengeologie in der „Szenerie der Alpen“ von E. Fraas. Mit Rücksicht hierauf zog ich es vor, den Gegenstand nach den natürlichen physisch-geographischen Abschnitten und nicht nach Formationen geordnet darzustellen. Überhaupt soll in diesem Buche, das ein Bild der Struktur der Ostalpen zu geben bestimmt ist, die Stratigraphie erst in zweiter Linie Berücksichtigung finden und nur insoweit, als die Verschiedenheit der stratigraphischen Serie in den einzelnen Zonen auch für die Tektonik der letzteren von Bedeutung ist.

Literaturzitate glaubte ich nicht vollständig entbehren zu können, wenngleich dieselben auf das unbedingt nötige Maß beschränkt geblieben

[1] Hettners Geograph. Zeitschr. 1899. S. 405.

sind. Aber es schien mir nicht nur angemessen, bei der Detailbeschreibung der einzelnen Gebirgsgruppen auf die wichtigsten Quellen hinzuweisen, sondern geradezu als eine Pflicht der Dankbarkeit, die Namen jener Forscher und ihrer Werke bei dieser Gelegenheit zu nennen, mit denen die wissenschaftliche Erschließung des Gebirges verknüpft ist.[1] Diesen Männern, den Pionieren der Alpengeologie, gebührt das Verdienst, die Grundlage für vergleichende Studien wie die vorliegende geschaffen zu haben. Auf ihrer Seite „steht die Anstrengung, die Entbehrung und fast immer die Hingebung der besten Lebenskraft, auf der anderen Seite aber nur das Einsammeln der Früchte.“[2]

I. Abschnitt.

Die nordalpine Flyschzone.

Fortsetzung der Kalkzone der Nordostschweiz auf dem rechten Rheinufer. — Bregenzer Wald. — Helvetischer Typus der Entwicklung der Kreideserie. — Wellenbau des Bregenzer Waldes. — Sigmoide am Rhein. — Profil des Grünten. — Kristallinischer Aufbruch von Hindelang. — Kreideflysch in Oberbayern. — Einbruch der Flyschzone bei Salzburg. — Wiener Sandsteinzone. — Profile bei Muntigl, Mattsee und im Gschliefgraben. — Gegensatz der Kreideentwicklung innerhalb der Flyschzone und der Nördlichen Kalkzone. — Sigmoide am Traunsee. — Störung am Südrande der Flyschzone. — Struktur und Szenerie des Wiener Waldes. — Klippen. — Exotische Blöcke. — Fortsetzung der Sandsteinzone im Bisamberg und Rohrwald. — Klippe von Nieder-Fellabrunn. — Eocän des Waschberges und von Bruderndorf. — Das jungtertiäre Vorland der Flyschzone. — Antiklinale der Molasse. — Störungen der Molasse in Bayern. — Flachliegendes Miocän im österreichischen Donaugebiete.

Die Kalkzone der Nordostschweiz tritt mit unveränderten stratigraphischen und tektonischen Merkmalen im Bregenzer Walde auf das rechte Rheinufer. Schon F. v. Richthofen[3] hat bei seinen Übersichtsaufnahmen in Vorarlberg im Jahre 1861 die nahen Beziehungen zwischen den nordostschweizerischen Kalkalpen und dem Kreide- und Flyschgebiet des Bregenzer Waldes erkannt und betont, daß sich die Kreideketten des Säntis dem vorarlbergischen Kreidegebiete sogar inniger anschließen als dem schweizerischen westlich von der Linth.

---

[1] Um Mißverständnisse zu vermeiden, möchte ich jedoch ausdrücklich betonen, daß das vorliegende Buch bestimmt ist, den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis des geologischen Baues der Ostalpen zu markieren, nicht aber eine Geschichte der Erschließung des letzteren zu geben. Nur eine solche vermöchte den Verdiensten derjenigen in vollem Maße gerecht zu werden, durch deren grundlegende Arbeiten die Erfolge einer jüngeren Generation überhaupt erst möglich wurden.

[2] E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CVII. 1898, S. 89.

[3] F. v. Richthofen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XII., 1861/62, S. 191.

Über den Bau des Bregenzer Waldes liegt außer den älteren Arbeiten von F. v. RICHTHOFEN und C. v. GÜMBEL[1]) eine eingehende Darstellung von VACEK[2]) vor. Die Schichtfolge zeigt die den schweizerischen Kalkalpen eigentümliche, von jener in den ostalpinen Kalkzonen oder in der inneren westalpinen Kalkzone des Briançonnais so abweichende Entwicklung, die man mit dem Namen der helvetischen Facies bezeichnet.

Nur in der Mittagsfluh und Canisfluh und in den Klippen der Feuerstädtwelle treten als die, durch die Erosion bloßgelegten Kerne der am stärksten gefalteten Antiklinalen unter der Kreide noch tithonische Schichten zu Tage. Die Flyschfacies erscheint in dieser Region ebenso wie in der Ostschweiz auf die alttertiären Bildungen (Eocän und Oligocän) beschränkt. Innerhalb der Ablagerungen der Kreideserie überwiegt die kalkige Ausbildung. Das unterste Neocom (Etage von Berrias) wird durch Mergel und Schiefer, das Valanginien durch schwarzgefärbte Kieselkalke, das Mittelneocom durch schiefrige Kalke, das Urgon durch einen dichten, sehr festen Caprotinenkalk, der Gault durch dunkelgrüne, glaukonitische Sandsteine, die gesamte jüngere Kreide durch Seewenschichten vertreten, die teils durch weiße, schiefrige Kalksteine, teils durch aschgraue Tonschiefer und Inoceramenmergel repräsentiert sind.[3]) Selbst dem alttertiären Flysch wird durch häufige Einschaltungen von Nummulitenkalk jene Einförmigkeit benommen, die großen Teilen der Sandsteinzone zwischen Traunstein und Wien eigentümlich ist.

Auch die Szenerie des Bregenzer Waldes ist infolge der größeren Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der einzelnen Schichtglieder ungleich reizvoller und abwechslungsreicher als in irgend einem Abschnitt der nordalpinen Flyschzone. Allerdings ragt die letztere auch an keiner Stelle zu so bedeutenden absoluten Erhebungen (bis über 2000 *m*) auf. Die weichen, mergeligen Neocomgesteine bilden meist sanft geneigte Abhänge und bedingen die Fruchtbarkeit ausgedehnter Flächen des nördlichen Vorarlberg. Über ihnen zieht in der Regel der harte Caprotinenkalk des Urgon in der Form einer steilen Mauer den Abhängen entlang. Meist sind ihm die durch ihre Zersetzung den Untergrund üppiger Alpenmatten abgebenden Gault- und Seewenschichten aufgelagert. Wo jedoch seine Oberfläche nicht von jüngeren Schichten bedeckt wird, verwittert sie zu nackten, öden Steinmeeren, wie die in fast horizontale Bänke eingefressenen Schratten- oder Karrenfelder der Gottesackerwände zwischen dem Hirscheck und Hohenifer.

Den Kern des Bregenzer Waldes bildet eine Insel von Kreidegesteinen, die im Norden und im Süden von Flyschzügen begleitet wird. GÜMBEL hat

[1]) C. v. GÜMBEL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VII., 1856, S. 1—39 und Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. 1861, S. 538.

[2]) M. VACEK. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXIX, 1879, S. 659—758.

[3]) Die im Hangenden der Kalke auftretenden Seewenmergel werden von VACEK bereits in das Senon, von QUEREAU (Beitr. z. geolog. Karte. d. Schweiz, 33. Liefg. Bern 1893, S. 12) noch in die Turonstufe gestellt.

diese Kreideinsel mit einem großen, in sich selbst wieder vielfach gefalteten Gewölbe verglichen, das aus der Decke von eocänem Flysch aufragt. Als ein solches verhält sich das Kreidegebiet in der Tat, als Ganzes betrachtet, zu seiner Umgebung von jüngeren Flyschbildungen und Nummulitenkalken. Ein Streifen von Flysch — die Fortsetzung des Flyschzuges der Fähneren im Säntisgebiete — umgürtet dasselbe im Norden. Ein zweiter Flyschstreifen bildet als ein breites zusammenhängendes Band eine Grenzscheide gegen die Triaszone des Rhätikon. Beide Flyschstreifen verschmelzen zwischen Oberstdorf und Sonnthofen am Iller, wo das östliche Ende des in dieser Richtung auskeilenden Kreidegewölbes unter den Flysch hinabtaucht.

Die Tektonik des Bregenzer Waldes steht in voller Übereinstimmung mit dem Wellenbau der Kreideketten im Westen des Rheintales. Das Kreidegebirge ist in eine Reihe von Falten oder Wellen gestaut, deren Südschenkel zumeist in sanfter Neigung nach der nächstfolgenden Synklinale sich senkt, während der Nordschenkel steil aufgerichtet oder überstürzt ist. An der Stelle der stärksten Biegung sind die Gewölbe in der Regel aufgebrochen und die Aufbrüche durch die Denudation erweitert worden. Die Wellen sind nicht zusammenhängend, sondern lösen einander ab. Auch sind sie einander nicht gleichwertig. Die am intensivsten gestaute ist jene der Canisfluh, in welcher die jurassischen Inseln als Gewölbekerne hervortreten. Liegende Falten und Faltenverwerfungen sind bereits von Murchison und F. v. Richthofen bei Hohenems beobachtet worden.

Die Falten des Säntisgebietes tauchen mit SW-NO gerichtetem Streichen unter die Alluvien des Rheintales hinab. Mit dem gleichen Streichen erscheinen die denselben korrespondierenden Kreidewellen auf dem rechten Rheinufer in Vorarlberg. Doch divergieren die westlichen Ausspitzungen dieser Wellen gegen das Rheintal ein wenig gegen Südwesten. In ihrer nordöstlichen Fortsetzung schwellen die Kreidewellen des Bregenzer Waldes bis zu einer vom Hochälpele zur nordwestlichsten Ecke des Silvretta-Massivs reichenden Linie zu immer größerer Mächtigkeit an. Dann folgt eine vorübergehende Depression der gegen ONO abgelenkten Falten, die sich im Zuge der Canisfluh und der nördlich vorgelagerten Wellen neuerdings heben, nun aber bereits in ein W-O gerichtetes Streichen eingelenkt sind.

Die Falten des Bregenzer Waldes schwingen auf diese Weise in einer sigmoiden Beugung jenseits des Rheins um den Bogen der Triaszone des Rhätikon herum, der seinerseits selbst wieder eine noch schärfere Krümmung um die nordwestliche Ecke des kristallinischen Silvretta-Massivs vollzieht. Sie schmiegen sich dem Bogen der nördlichen Kalkzone der Ostalpen im Rhätikon an. Erst im Zuge der Canisfluh erscheint das normale W-O Streichen wiederhergestellt. Die Umgehung der Nordwestecke des Silvretta-Massivs durch die Falten des Bregenzer Waldes ist an der Stelle der stärksten Biegung der Sigmoide von einigen untergeordneten Querverschiebungen begleitet.

Dem Hinausdrängen der Wellen des vorarlbergischen Kreide- und Flyschgebietes nach der Seite des Vorlandes entspricht die Tendenz zur Nordüberschiebung innerhalb der einzelnen Falten. Wie innerhalb der Kreideinsel des Bregenzer Waldes die Falten in der Regel windschief sind und steile Aufrichtung oder Überstürzung des Nordschenkels zeigen, so überschiebt auch die äußerste, nördlichste Kreidekette den vorliegenden Flyschstreifen. Die gleichsinnig gegen S beziehungsweise SO geneigten Schichten des südlichen Flyschbandes sind zwar den Kreidewellen mit voller Konkordanz flach aufgelagert, werden aber ihrerseits wieder von der Triaszone des Rhätikon überschoben.

Nördlich von Sonnthofen tritt auf dem rechten Ufer des Iller im Grünten eine neue Kreidewelle zu Tage. Sie ist, wie C. v. Gümbel gezeigt hat, eine selbständig aus dem Flysch auftauchende Falte, keineswegs ein durch eine Querverschiebung abgetrenntes Stück der Kreidewellen des Bregenzer Waldes. Die Abhänge des Grünten gegen die Ruine Fluchenstein bieten ein lehrreiches Profil der obercretacischen und alttertiären Bildungen. Über dem Seewenkalk liegt hier bei Burgberg ein Sandstein, dessen Fauna von K. v. Zittel untersucht wurde und der als eine lokale Vertretung des Senon anzusehen ist. Darüber folgt Nummulitenkalk, dem ein dunkler, eisenschüssiger Kalksandstein mit Roteisensteinlagern, *Conoclypus conoideus* und Haifischzähnen eingelagert ist, ein Horizont, der mit ganz gleichen Merkmalen im Eocän des Kressenberges und von Mattsee wieder erscheint.[1]) Erst über diesen Nummulitenkalken lagert der Flysch, der also hier ohne Zweifel ausschließlich der Tertiärformation angehört.

Östlich vom Durchbruch des Iller werden die Falten der Flyschzone durch die zu immer größerer Breite anschwellende nördliche Triaszone der Ostalpen abermals stark gegen Norden gedrängt. Mehrere kleine Juraklippen brechen zwischen Sonnthofen und Hindelang aus der Flyschdecke hervor.[2]) In der Nähe des letzteren Ortes, an der Grenze zwischen beiden Zonen, hat C. v. Gümbel[3]) einen merkwürdigen Aufbruch von kristallinischen Gesteinen entdeckt. Auch sonst finden sich Blöcke von archaischen Gesteinen im Flysch von Vorarlberg lokal in großen Massen angehäuft, z. B. auf dem Bolgenberge bei Feuerstädt, wo sie bereits Sir Roderick Murchison im Jahre 1830 kannte.[4])

Eine durch das Vilsertal über Pfronten und Nesselwang gegen Kempten

---

[1]) Eine Detailstudie über die Lagerungsverhältnisse der Eisenoolite führenden mitteleocänen Schichten des Kressenberges hat O. Reis (Geogn. Jahresh. X, 1897, S. 24—49) veröffentlicht.

[2]) Eines dieser Vorkommnisse bei Liebenstein wird von Steinmann (Ber. d. Naturf.-Ges. Freiburg i. B., Bd. X, Heft 2, S. 272) nicht als eine Auffaltung des Untergrundes, sondern als eine Überdeckungsscholle aufgefaßt.

[3]) C. v. Gümbel. Nachträge zur geogn. Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. Geogn. Jahreshefte 1888, I. Bd., S. 163—185.

[4]) R. J. Murchison. Geologische Struktur der Alpen, Apenninen und Karpaten, 1850, S. 58.

verlaufende Störungslinie schneidet die Kreidewelle des Grünten gegen Osten ab. Zugleich keilt sich die Nummulitenkalk-Facies im Eocän aus und an ihre Stelle tritt ausschließlich Flysch. Vereinzelt tauchen aus dem letzteren in den bayrischen Voralpen noch Kreidebildungen von helvetischem Typus, wie im Loisachgebiete und im Leitzachtale auf.[1]) Im übrigen ist das schmale Band von Flysch, das den Nordrand der bayrischen Voralpen umsäumt, zwischen dem Lech- und Salzachtale an Breite sehr reduziert und durch die Erosion vielfach zerstückelt.

Während entlang dem äußeren Rande der Alpen vom Genfer See bis zur Isar nur alttertiäre Bildungen in der Flyschfacies entwickelt erscheinen, umfaßt die Sandsteinfacies östlich von der Isar auch die Ablagerungen der jüngeren Kreideepoche. Die Funde von Inoceramen bei Schliersee und Neubeuren, von Ammoniten bei Litzelsdorf haben gelehrt, daß der Flysch dieses Teiles der bayrischen Voralpen der oberen Kreide entspricht.[2]) Auch in dem Gebiete zwischen dem Trauntal bei Traunstein und dem Salzachtale vertritt der Flysch ausschließlich die obere Kreide, während das Eocän am Kressenberge und bei Reichenhall nicht in der Facies des Flysch ausgebildet ist.

Östlich vom Trauntale bei Traunstein tritt eine Verbreiterung der Flyschzone ein, indem die Flyschschichten eine auffallende Wendung im Streichen gegen NO vornehmen, „welche in Oberösterreich fortsetzt und bewirkt, daß hier die Flyschbildungen im Haunsbergrücken auf 20 *km* sich von dem bis dahin eingehaltenen Zuge am Alpenrand entfernen.“[3]) Dieses Anschwellen der Flyschzone, verbunden mit einem Wechsel in der Streichrichtung der Schichten, bedingt, daß die Nordgrenze der Alpen gegen das jungtertiäre Vorland auf dieser Strecke nicht W-O verläuft, sondern gleichfalls eine Abweichung gegen NO bekundet.

In diese Region des Wechsels der Streichrichtung fällt der Einbruch der Flyschzone bei Salzburg. Suess[4]) hat zuerst darauf hingewiesen, daß der ganze große Gebirgskessel, in dessen Mitte Salzburg liegt, als ein Senkungsfeld aufzufassen sei. Es ist nicht nur die Flyschzone, sondern auch ein Teil der Kalkzone von der Einsenkung betroffen worden. Die Niederung von Salzburg liegt daher nicht am Alpenrande, sondern in den Alpen selbst auf einem versunkenen Stück der Flyschzone und der angrenzenden Kalkzone. „Es fehlt dieser Gegend das waldige Vorgebirge, welches sonst das landschaftliche Mittelglied zwischen dem grünen Flachlande und den schroffen Abstürzen des Hochgebirges bildet, aber gerade der dadurch hervorgerufene Gegensatz bedingt die unvergleichliche Lage der Stadt und den gewaltigen Eindruck, welchen die Höhe des Stauffen und des Unters-

[1]) Eine reiche Fauna des Obersenon aus dem Grünsandstein des Stallauer Ecks bei Tölz hat kürzlich H. Imkeller (Paläontographica, Bd. IIL. 1. Lfg.) beschrieben.

[2]) M. Schlosser. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 188–198.

[3]) C. W. v. Gümbel. Sitzungsber. d. kgl. bayr. Akad. 1887, S. 264.

[4]) E. Suess. Das Antlitz der Erde, Bd. I, S. 175.

berges hervorbringt".[1]) Die Großartigkeit des Bildes, das die tektonischen Verhältnisse hier geschaffen haben, wird durch das Urteil eines so vielgereisten Forschers wie A. von Humboldt bezeugt, der die Gegenden von Salzburg, Neapel und Konstantinopel als die schönsten der Erde bezeichnete.

Von der Salzach ostwärts zieht die Flyschzone als ein ununterbrochener Gürtel am Außenrande der Nördlichen Kalkzone bis Wien. Diesem Gürtel der wohl auch speziell als Wiener Sandsteinzone bezeichnet wird, fällt in der Struktur der Alpen die gleiche orotektonische Rolle zu, wie der Kalkzone der Nordostschweiz, deren direkte Fortsetzung er darstellt.

Das Salzburger und zum Teile auch das oberösterreichische Flyschgebiet ist ein intensiv bewirtschaftetes Kulturland, welches natürliche und künstliche Aufschlüsse nur in sehr beschränkter Zahl und in ungenügender Ausdehnung zeigt. Nichtsdestoweniger ist es durch die Arbeiten von J. Böhm und O. Reis im Westen und von E. v. Mojsisovics, G. A. Koch, K. Paul und E. Fugger[2]) im Osten der Salzach gelungen, das Alter des Flysches von Traunstein in Bayern bis zur Steyr als obercretacisch festzustellen. Das Eocän (Parisien und Bartonien) ist sowohl am nördlichen [Kressenberg, Mattsee, Oberweiß[3])] wie am südlichen Saume der Flyschzone (Salzburg, Reichenhall, Gschliefgraben bei Gmunden) durch fossilreiche Schichten vertreten, die nicht in Flyschfacies ausgebildet sind. Das hangendste Glied des obercretacischen, bei Muntigl[4]) (unweit Salzburg) durch den Reichtum an großen Inoceramen[5]) ausgezeichneten Flysches bilden stets die dem Obersenon zugehörigen Nierental-Schichten mit *Belemnitella mucronata*.[6]) Infolge Überstürzung aller Schichtglieder erscheinen Eocän, Nierental-Schichten und Muntigler Flysch, dessen Sandsteinbänke und Fucoidenmergel

---

[1]) Die Einwendungen, die Brückner (Die Vergletscherung des Salzachgebietes, Pencks Geogr. Abhandlungen. I. 1886, S. 118) aus geographischen Gründen gegen den tektonischen Charakter der Niederung von Salzburg erhoben hat, sind durch Wähner (Schriften Ver. z. Verbr. nat. Kenntn. Wien 1894, S. 459—530) und E. Fugger widerlegt worden.

[2]) Bei der Schwierigkeit der hier in Betracht kommenden Fragen kann es nicht Wunder nehmen, daß manche der mit dem Studium derselben beschäftigten Forscher, wie C. v. Gümbel und E. v. Mojsisovics durch die Fortschritte der Erkenntnis zu einer Änderung ihrer ursprünglichen Meinung veranlaßt worden sind.

[3]) Vergl. G. A. Koch, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 106.

[4]) Die Entdeckung dieser wichtigen Fundstelle verdankt man den beiden um die Erforschung der Umgebung von Salzburg hochverdienten Lokalforschern Fugger und Kastner.

[5]) Das obercretacische Alter des Muntigler Flysch ist auch paläontologisch durch Kastners Fund von *Pachydiscus Neubergicus* im Steinbruch von Bergheim und durch die Übereinstimmung der Inoceramen des Muntigler Flysch mit jenen der Nierentaler Schichten sichergestellt.

[6]) Eine Detailgliederung des Obersenon hat O. Reis (Geogn. Jahresh. VIII. 1895. S. 1—155) in der Zone der bayrischen Voralpen zwischen Bergen und Teisendorf durchgeführt. Er unterscheidet in diesem Gebiete nachstehende Schichtglieder des Obersenon: Nierental Sch. s. s., Pattenauer Sch., Gerhardtsreuter Sch., Hachauer Sch. Die letztere durch eine eigenartige, reiche Fauna ausgezeichnete Schichtgruppe bildet die obersten Kreidebänke.

als Typus der Salzburger Flyschserie gelten können, in den Profilen zumeist in verkehrter Ordnung. Auch im Profil von Mattsee ist die von FRAUSCHER[1]) betonte scheinbar konkordante Überlagerung der Nummuliten-Formation durch den Flysch auf tektonische Störungen zurückzuführen. Unmittelbar an der Grenze des Eocäns, in dem der charakteristische Horizont roteisensteinführender Sandsteine mit *Conoclypus conoideus* aus dem Mitteleocän des Kressenberges und von Vorarlberg wiederkehrt, liegen auch bei Mattsee Gesteine, welche den Nierental-Schichten äquivalent sind. Einen fossilreichen Aufschluß solcher Äquivalente der Nierental-Schichten trifft man im Gschliefgraben bei Gmunden als das normale Liegende des Eocäns. Die insbesondere durch das Vorkommen von Ananchyten und Spatangiden gekennzeichnete Fauna dieser Schichten zeigt nach den Untersuchungen von SCHLÖNBACH[2]) Beziehungen zu jener der Seewenkalke und der mitteleuropäischen Kreidebildungen. Im Liegenden dieser Schichten erscheint die Hauptmasse des Kreideflysches, der die Antiklinale des Grünberges bildet.[3])

Während J. BÖHM[4]) den Muntigler Flysch in das Hangende der Nierental-Schichten versetzt und lediglich als eine Vertretung des obersten Obersenon (Garumnien) ansieht, betrachten daher E. v. MOJSISOVICS[5]) und K. PAUL wohl mit Recht den Flysch von Oberbayern und Salzburg als das normale Liegende der obersenonen Nierental-Schichten und halten ihn für ein beiläufiges Altersäquivalent der auf die Fjorde der Kalkalpentäler beschränkten Gosaubildungen. Diese Ansicht wird auch von E. FUGGER[6]) geteilt, dem wir eine sehr eingehende Studie über das Salzburger Vorland verdanken. Von besonderer Wichtigkeit ist ein von dem letzteren Beobachter mitgeteiltes Profil des Steinbruches am Gersberge (Gaisberg), das einzige bisher in den Nordalpen bekannte, das den Muntigler Flysch im normalen Schichtverbande mit Gosauablagerungen zeigt. Die Schichtfolge in jenem Steinbruch (l. c. p. 419) ist die nachstehende: Untersberger Marmor als Liegendes, darüber Gosauconglomerat, Glanecker Schichten, Muntigler Flysch, Nierentaler Schichten. Der Flysch liegt hier konkordant mit den Glanecker Schichten, die man doch wohl als ein Glied der Gosauformation betrachten muß.

Der Gegensatz in der Entwicklung der Kreideformation in der Flyschzone und in der Nördlichen Kalkzone ist eine auffallende Erscheinung in der Stratigraphie der Ostalpen. Die faunistischen und Faciesunterschiede

[1]) K. FRAUSCHER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 173. Vergl. auch C. W. v. GÜMBEL, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 367.

[2]) E. v. MOJSISOVICS und U. SCHLÖNBACH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 212.

[3]) K. M. PAUL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 13. Eine zusammenfassende Darstellung der Lagerungsverhältnisse im Gschliefgraben hat G. A. KOCH in der geologischen Einleitung zu KRAKOWITZER, Geschichte von Gmunden (I., S. 44) gegeben.

[4]) J. BÖHM. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 241 und Paläontographica, 38. Bd. 1891.

[5]) E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 31, 1891, S. 3. 1893, S. 13.

[6]) E. FUGGER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 49. Bd. 1899, S. 287—427.

zwischen den typischen Gosaubildungen der Kalkzone, die nirgends innerhalb der Flyschzone auftreten und den cretacischen Gesteinen der letzteren sind sehr scharfe, werden jedoch in den Voralpen am nördlichen Rande der Kalkzone durch petrographische Übergänge der einen Entwicklung in die andere gemildert. Die Schwierigkeit, derartige „im Vorgebirge entwickelte Gosauablagerungen mit Schärfe von den Flyschgesteinen zu scheiden," ist von Bittner[1] mit Recht betont worden. Die Südgrenze der einzelnen, aus dem zusammenhängenden und durch eine Kombination von Störungslinien an den Kalkalpen abstoßenden Terrain der Flyschzone in die Nördliche Kalkzone eindringenden flyschartigen Bildungen läßt sich durchaus nicht scharf fixieren.

Auch die Eocänablagerungen, die in schmalen Buchten in die Nördliche Kalkzone zwischen dem Salzach- und Unterinntal lokal eingreifen (braunkohlenführende Ablagerungen von Häring und Reit im Winkel) sind von der Ausbildung des Eocäns innerhalb der Flyschzone verschieden.

Die Lage des Traunsees in Oberösterreich entspricht einer ähnlichen bogenförmigen Wendung im Streichen der Schichten wie sie an der Grenze von Bayern und Salzburg sich in so auffälliger Weise bemerkbar macht. Die Fortsetzung des mesozoischen Gebirges am Westufer des Traunsees erscheint auf der Ostseite des Sees im Traunstein um die Entfernung Traunkirchen—Gschliefgraben gegen Norden vorgeschoben.[2]) Eine Entscheidung der Frage, ob hier lediglich eine Sigmoide im Schichtstreichen oder die Kombination einer solchen mit einer Blattverschiebung vorliegt, läßt die Breite des Seebeckens nicht zu.[3])

In Niederösterreich macht die in der älteren Fachliteratur so häufig betonte geologische Einförmigkeit der Flyschzone einer größeren Mannigfaltigkeit Platz. Nicht nur sind im Wiener Walde nach den Detailaufnahmen von K. M. Paul[4]) neben den typischen Flyschsandsteinen auch tonige, mergelige und kalkige Gesteine vielfach vertreten, sondern es repräsentiert der Flysch auch in stratigraphischer Beziehung hier keine Einheit. Sichergestellt sind im Flysch des Wiener Waldes zwei Niveaux, ein obercretacisches, dem die Hauptmasse des niederösterreichischen Flysches angehört und ein alttertiäres. Das obercretacische Alter der dem Muntigler Flysch entsprechenden Abteilung ist durch Fossilfunde (Inoceramen am Kahlenberg und Leopoldsberg, bei Weidling und Preßbaum, *Ptychodus* bei Hütteldorf, Ammoniten bei Weidling und auf dem Leopoldsberg[5]) erwiesen. Die jüngere Abteilung wird durch die alttertiären Orbitoidensandsteine und die

---

[1]) A. Bittner. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Wien, 1882, S. 276.

[2]) E. v. Mojsisovics und U. Schlönbach, l. c., S. 212.

[3]) Vergl. G. A. Koch. Mitt. d. geogr. Ges. Wien, 1898, S. 631 und J. Müllner, ibid. 1899, S. 63.

[4]) K. M. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, 48. Bd. S. 53—178.

[5]) Toulas Fund von *Acanthoceras cf. Mantelli* Sow., N. Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II, S. 79—85.

durch ihren Reichtum an Hieroglyphen charakterisierten Greifensteiner Nummulitensandsteine vertreten. An einigen Stellen schalten sich an der Grenze der tertiären gegen die cretacischen Sandsteine (Profil von Tullnerbach) Gesteine vom Typus der obersenonen Nierentaler Schichten ein.

Die im Wiener Walde auftretenden Züge von Neocomgesteinen, unter denen Aptychenkalke und Fleckenmergel (Stollberger Schichten v. Hauers, Schrambach Schichten Lipolds) eine Hauptrolle spielen, werden von den älteren Beobachtern (Peters, Griesbach) im Widerspruche mit Paul aber vermutlich mit Recht als klippenförmige Aufbrüche innerhalb des Sandsteingebietes aufgefaßt.

Die Wiener Sandsteinzone ist eine Region intensiver Faltung, wenn auch die einzelnen Falten infolge der mangelhaften Entblößung und der starken Verwitterung der Gehänge nur sehr schwer klarzustellen sind. Ihre südliche Grenze gegen die nördliche Triaszone der Ostalpen entspricht fast überall einer Störungslinie. In der Regel herrscht an dieser Grenze überkippte Lagerung. Profile, wie das von Paul beschriebene entlang dem Traisenfluß zwischen Lilienfeld und Wilhelmsburg, in denen der Flysch normal über den mesozoischen Gesteinen der Nördlichen Kalkzone folgt, gehören zu den seltenen Ausnahmen. In Vorarlberg wird der Flyschstreifen des Bregenzer Waldes von den Triasbildungen des Rhätikon überschoben. In den bayrischen Alpen findet nach C. v. Gümbel längs des ganzen Südrandes der Flyschzone fast ausschließlich widersinniges Einfallen unter die älteren Bildungen statt. Ebenso läuft östlich von der Salzach zwischen der Wiener Sandsteinzone und der Nördlichen Kalkzone fast allenthalben ein System von Bruchlinien durch. Diese Bruchlinien tragen zumeist den Charakter von steilen Überschiebungen, an einzelnen Stellen jedoch vielmehr jenen von Senkungsbrüchen, die mit einem wirklichen Absinken der Flyschzone verbunden zu sein scheinen, so beispielsweise nach den Aufnahmen von E. v. Mojsisovics[1]) in der Umgebung des Traunsees.

Die neuesten Aufnahmen von Bittner[2]) lassen übrigens erkennen, daß die in der Regel so scharfe Grenzlinie zwischen der Flysch- und Kalkzone stellenweise eine Unterbrechung durch wechselseitige Verzahnung des Kalk- und Sandsteingebirges erfährt. So dringt von Ybbsitz, Waidhofen, Konradstein und Neustift die Flyschzone in mehreren Zügen von NO gegen SW in das Kalkgebirge ein und wechselt mit Kalkzügen ab, während umgekehrt Einzelketten der Kalkalpen von SW gegen NO in der Flyschregion sich ausspitzen.

Gleichwohl kennt man wenige Bruchlinien in den Alpen, die auf so weite Strecken gleichmäßig fortstreichen und bei denen das Ausmaß der tektonischen Bewegungen ein so gewaltiges ist, wie die Störung an der Grenze zwischen der nordalpinen Flysch- und Kalkzone der Ostalpen. Und doch tritt diese Linie in gar keiner Weise im orographischen Relief hervor.

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883. S. 3.

[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 251.

Nirgends folgt derselben ein größeres Längental, an vielen Stellen ist ihre genaue Ermittlung infolge der gleichförmigen Vegetationsbedeckung des Terrains geradezu unmöglich. Auch sonst gibt die Flyschzone trotz ihrer Kontinuität fast nirgends zur Bildung von Längstälern Anlaß, sondern erscheint beinahe ausschließlich durch Quertäler gegliedert. Beziehungen der Talbildung zur Struktur sind in der Flyschzone kaum erkennbar. Die auffällige knieförmige Umbiegung der Kl. Erlaf, Ybbs und Url im westlichen Abschnitt der niederösterreichischen Sandsteinzone findet keine nachweisbare Begründung im Bau des Gebirges.

Schon F. v. Hauer[1]) hat im Jahre 1878 darauf aufmerksam gemacht, daß man es „in der ganzen Zone der Wiener Sandsteine wohl vielfach mit sich wiederholenden, völlig zusammengebogenen und überkippten Falten" zu tun haben dürfte. Dieser Auffassung schien allerdings die Anschauung zu widersprechen, die D. Stur in seiner „geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien" (1889/90)[2]) zum Ausdrucke brachte, allein durch die Detailaufnahme des Wiener Waldes durch K. M. Paul ist die Richtigkeit des älteren, von F. v. Hauer vertretenen tektonischen Grundprinzips wieder zur Geltung gebracht worden.

Nach den Darstellungen des letzeren Beobachters ist die Sandsteinzone nur in dem Profil von Scheibbs[3]) (entlang dem Erlaftal) insofern einfacher zusammengesetzt, als sich hier dieselbe Schichtreihe nicht in mehrfachen, parallelen Aufbrüchen wiederholt. Die ganze Zone ist hier sehr schmal, nur 8 *km* breit und nähert sich dem bei Ybbs auf das rechte Ufer der Donau herübertretenden südlichen Vorsprung des böhmischen Granitmassivs bis auf 5 *km*. Das Fallen ist durchwegs nach Süden gerichtet und die älteren Schichten liegen vom Rande der Kalkzone bis zu den alttertiären Sandsteinen des Nordsaumes der Flyschzone überkippt auf den jüngeren.

Eine größere Mannigfaltigkeit der tektonischen Verhältnisse zeigt der östlich folgende Durchschnitt des Traisenflusses zwischen Lilienfeld und Wilhelmsburg.[4]) Er darf nach Paul gewissermaßen als ein Normalprofil für die alpine Sandsteinzone in Niederösterreich angesehen werden. Erheblich komplizierter ist die Struktur des eigentlichen Wiener Waldes, dessen Südgrenze gegen die nordalpine Triaszone von Traisen über St. Veit, Hainfeld bis Kaumberg fast genau W-O, von da ab über Alland, Sulz, Kaltenleutgeben nach Kalksburg in NO Richtung streicht. Nahe dieser Grenze erscheint eine Randzone von Neocom entwickelt und von dieser zweigt bei Rohrbach, westlich von Hainfeld, ein zweiter Zug von Neocomgesteinen ab, der eine ausgesprochene Antiklinalaufbruchslinie darstellend, das ganze Wiener Waldgebiet durchzieht und bei Kahlenbergerdorf an die Donau

[1]) F. v. Hauer. Die Geologie etc. II. Aufl., S. 563.

[2]) Aufgenommen 1889/90, herausgegeben nach dem Tode des Verfassers von der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien 1894.

[3]) K. M. Paul. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 203.

[4]) K. M. Paul. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 318.

herantritt. Dagegen entsprechen die Parallelzüge der alttertiären Sandsteine mehr oder weniger zusammengeschobenen und überkippten Synklinallinien. Der nördlichste dieser Züge (PAULS Greifensteiner Zug) ist der ausgedehnteste, indem er vom Ostende des Wiener Waldes am Donautale bis Kirchberg an der Pielach ununterbrochen fortsetzt. Er läßt bemerkenswerterweise keine Spur eines Parallelismus mit der Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone erkennen. Während er im Pielachtale ganz nahe — bis auf einen halben Kilometer — an diese Grenze herantritt, nimmt er an der Donau den Nordrand der Flyschzone ein. Auch die Aufbruchszone der Neocomgesteine zwischen Rohrbach und Kahlenbergerdorf zeigt in ihrem Verlaufe dieselbe Unabhängigkeit von der alpinen Kalk-Flyschgrenze. Die Falten innerhalb der Sandsteinzone selbst erweisen sich in ihrem Verlaufe von dem Südrande der gegenüberstehenden böhmischen Masse in ähnlicher Weise abhängig, wie die Stauungsbrüche in den niederösterreichischen Kalkalpen, während die der Grenze zwischen der nordalpinen Kalk- und Flyschzone entsprechende Störungslinie von den Konturen der Südspitze des böhmischen Massivs unbeeinflußt bleibt.[1])

Die eigentümliche Art der Verwitterung der Flyschsandsteine bedingt, wie E. SUESS[2]) gezeigt hat, die sanft gerundeten Bergformen, die Vegetations-, Wasserführungs- und Quellbildungsverhältnisse des Wiener Waldes. Das Gebirge trägt, wo es sich zu größeren Höhen (Kulminationspunkt: Schöpfl 893 *m*) erhebt, einen dunklen, aber niemals wilden Charakter. Der bald mehr, bald minder beträchtliche Gehalt der Sandsteine an Eisenoxydul, das sich an der Luft in Eisenoxyd verwandelt, bringt ein Zerfallen der scheinbar sehr festen Sandsteine durch die Verwitterung in eine gelbliche, lehmige, wasserundurchlässige Masse mit sich. „Dieser einfache Verwitterungsprozess, derselbe, welcher die Verwendbarkeit dieser Gesteine zu technischen Zwecken so außerordentlich hindert, ist es auch, welcher viel zur Abrundung der Berge in der Sandsteinzone beigetragen hat, welcher ihre Gehänge ausgeglichen, welcher vor allem die sonderbare Erscheinung hervorgerufen hat, daß die großen Schuttlehnen, welche für die Gehänge der Kalkgebirge so bezeichnend sind, der ganzen Sandsteinzone fehlen. Was hier als kleines Fragment vom Felsen sich ablöst, fällt sofort diesem Zersetzungsprozesse anheim, entfärbt sich, blättert sich ab und verwandelt sich endlich in diesen gelblichen Schlamm, der weit und breit den Fuß und die Lehnen der Sandsteinberge bedeckt und einen vortrefflichen Waldboden abgibt, der aber auch zugleich das Eindringen des atmosphärischen Niederschlages in den Boden hemmt. Für die gesamte Sandsteinzone ist es daher bezeichnend, daß die Quellen selten und wenig ergiebig sind, während die Flüsse bei jedem heftigen Niederschlage bedeutend anschwellen und sich trüben, bei trockener Jahreszeit aber häufig versiegen."

[1]) E. v. MOJSISOVICS. Die Dolomitriffe von Südtirol etc., S. 527. — K. M. PAUL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 15 u. 282.

[2]) Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien 1864, S. 44, 63, 71.

Klippenförmige Aufbrüche älterer Gesteine sind innerhalb der Flyschzone der Ostalpen viel seltener als in den äußeren Zonen der Westalpen und Karpaten. Der antiklinalen Aufbrüche von Tithon an der Canisfluh und Mittagsfluh in Vorarlberg sowie der kleinen Juraklippen in der Feuerstädtwelle und zwischen Hindelang und Sonnthofen wurde bereits gedacht. Der Ostrand der Flyschzone gegen das Becken von Wien ist ebenfalls durch das Auftreten von Klippen[1]) bezeichnet. Es sind dies die Klippen von Ober St. Veit und dessen Umgebung im kaiserlichen Tiergarten. C. L. Griesbach[2]) und später Egbert v. Hochstetter[3]) haben eingehende Monographien derselben veröffentlicht. Eine Schichtfolge von der obersten Trias bis zum Tithon ist hier klippenartig aufgeschlossen. Die einzelnen Glieder des Dogger sind abweichend von der Entwicklung in den karpatischen Klippen, die Klaus Schichten dagegen in der gleichen Facies wie in jenen ausgebildet. Die Entwicklung des Malm entspricht der Hornsteinfacies der karpatischen Klippen.

Eine nicht minder eigentümliche Juraklippe wurde von M. Neumayr[4]) im Ybbstale nächst Waidhofen entdeckt. Das Tal der Ybbs verläuft hier entlang der Grenze zwischen Kalk und Flysch, der widersinnig unter die mesozoischen Schichten einfällt. Während eine breite Diluvialterrasse in der Regel das Grundgebirge verhüllt, sind an einer Stelle im Flußbett selbst senkrecht stehende Jurakalke aufgeschlossen, die entgegen der allgemeinen Streichrichtung NS Streichen zeigen. Die Schichtfolge umfaßt trotz der sehr beschränkten Ausdehnung des Aufschlusses eine Reihe von Jurahorizonten, nämlich Lias (in Grestener Facies), Ammonitenkalke der Klaus-Schichten, Acanthicus-Schichten, Unter-Tithon und Stramberger Kalke (Ober-Tithon).

Zwischen Waidhofen an der Ybbs und Scheibbs brechen an mehreren Punkten in der Nähe des Nordrandes der Kalkzone aus dem Flysch isolierte Vorkommen von kohlenführenden Grestener Sandsteinen des Lias auf. Eine nähere Beobachtung der Lagerungsverhältnisse ist leider ausgeschlossen.

Während Klippen in der Flyschzone der Ostalpen nur relativ selten erscheinen, sind exotische Blöcke von archaischen Gesteinen ebenso häufig als im westalpinen oder karpatischen Flysch. Ihr Vorkommen ist in manchen Horizonten, z. B. im alttertiären Flysch von Vorarlberg und Niederösterreich stellenweise so massenhaft, daß es an die Ausstreuung der nordischen Blöcke während der Glacialzeit erinnert.

---

[1]) Als „Klippe“ bezeichnet man nach der Definition F. v. Hauers (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 8) eine aus dem Sandsteingebiete isoliert, meist als kleine, aber steile Felsmasse emporragende Gesteinsscholle, die mitunter nur aus einem, meist aber aus mehreren, konkordant gelagerten Formationsgliedern besteht und ringsum von jüngeren, meist diskordant gegen die Gesteine der Klippe selbst gelagerten Sandsteinschichten umgeben ist.

[2]) C. L. Griesbach. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1869, Bd. XIX, S. 217—224.

[3]) E. v. Hochstetter. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 95—156.

[4]) M. Neumayr. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 348—351. — E. Jüssen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 381—398.

Es dürfte immerhin am nächsten liegen die Provenienz dieser exotischen Blöcke auf die Abrasion und Umlagerung eines ursprünglich anstehenden kristallinischen Grundgebirges während der älteren Tertiärzeit zurückzuführen. Einzelne dieser Blockmassen (z. B. jene im Pechgraben und auf dem Gipfel des Waschberges) sind wohl direkt als anstehende Reste des kristallinischen Untergrundes aufzufassen. Die Granite des Pechgrabens bei Weyer, wo der größte exotische Block dem Andenken L. v. Buchs durch eine Inschrift gewidmet wurde, werden von E. v. Mojsisovics geradezu als Reste jenes alten Uferrandes angesehen, an dem die liasischen Grestener Schichten zur Ablagerung gelangten. In dem Vorkommen dieser Granite erblickte Gümbel eine wesentliche Stütze für seine Annahme eines „Vindelicischen Gebirges", das einst dem Nordrande der heutigen Alpen entlang sich erstreckte.

Das Durchbruchstal der Donau zwischen Höflein und Nußdorf ist ein reines Erosionstal. Die Flyschzüge des Wiener Waldes setzen auf dem linken Donauufer mit gleichen Merkmalen und unverändertem Streichen im Bisamberg und Rohrwald fort. Der Bisamberg bildet die Fortsetzung der cretacischen Inoceramenschichten des Kahlengebirges. Der Rohrwald gehört der Zone der alttertiären Sandsteine an. Ungefähr parallel mit diesen beiden Flyschzügen tritt weiter nordwestlich noch ein dritter Zug hervor, der am Waschberge bei Stockerau beginnt und sich bis in die Gegend von Ernstbrunn erstreckt. Die Gesteine dieses Zuges sind nicht in Flyschfacies entwickelt, sondern repräsentieren verschiedene Tertiärniveaus in normaler, z. T. fossilreicher Ausbildung als Kalke und Kalksandsteine. Am besten vertreten ist das Bartonien durch die Nummulitenschichten von Bruderndorf, des Waschberges und des Michelsberges.[1] Die tektonische Position dieser Eocänschichten ist vollständig analog jener des salzburgisch-oberösterreichischen Zuges nummulitenführender Gesteine vom Haunsberg über Mattsee bis Oberweis, die gleichfalls an dem Außenrande der Flyschzone liegen. Auch in den Nummulitenschichten des Waschberges ist das massenhafte Auftreten von exotischen Granitblöcken bemerkenswert, „die ursprünglich in den Eocängesteinen eingeschlossen, nun ausgewittert an der Oberfläche umherliegen".[2] Aus den Eocängesteinen dieses Zuges brechen bei Nieder-Fellabrunn versteinerungsführende Kalke des Ober-Tithon in drei Inseln auf.[3]

Die tertiären Ablagerungen des nördlichen Vorlandes der Flyschzone sind in Vorarlberg und Bayern teils oligocänen, teils miocänen Alters. Zwischen der oligocänen Blättermolasse und der miocänen Meeresmolasse besteht, wie Gümbel[4] nachgewiesen hat, eine scharfe Diskordanz. Diese

[1] Erläuterungen zu Sturs Geologischer Spezialkarte der Umgebung von Wien 1894, S. 26—34. Vergl. auch A. Rzehak, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 226 und A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 241.

[2] F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIX, S. 9.

[3] A. v. Krafft. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 193. — O. Abel, ibid., S. 343.

[4] C. Gümbel. Sitzungsber. d. bayr. Akad. München, 1887, S. 324.

tertiären Ablagerungen zeigen sich ostwärts bis zur Salzach von Gebirgsstörungen beeinflußt. Die große nördliche Antiklinale der Molasse, welche die Schweizer Geologen vom Genfer See bis zum Rhein dem ganzen Nordrande der Alpen entlang verfolgt haben, setzt nach GÜMBELS[1]) Darstellung auf dem rechten Rheinufer bis zum Hauchenberge fort, in dessen nordöstlichen Ausläufern gegen den Iller ihre letzten Spuren erlöschen. Auch im Terrainrelief deutet das allmähliche Abflauen der aus gefalteten Molassebildungen bestehenden vordersten Bergreihe der Schweizer Alpen zu einer Zone von niedrigen Hügelgruppen zwischen dem Bodensee und Iller (Kemptener Wald) auf eine Abnahme der Intensität der faltenden Bewegungen in dem deutschen Alpenvorlande hin.

Vom Iller bis zur Salzach steht das Molassevorland am Rande des älteren Gebirges noch unter dessen Einfluß. Der Flysch überschiebt in der Regel die Molasse und in dieser selbst sind insbesondere die oligocänen Bildungen steil aufgerichtet oder sogar in mehrfache Falten gelegt. Durch die bergmännischen Aufschlüsse in den braunkohlenführenden Cyrenenmergeln Oberbayerns ist die Ermittlung der sonst der Beobachtung nicht zugänglichen Struktur des Gebirgsrandes ermöglicht worden. Die einzelnen Mulden sind durchwegs nach Süden geneigt. Die größten liegen dem Rande des Gebirges zunächst, so die Haushamer Mulde im östlichen, die Murnauer Mulde im westlichen Revier. In der Tektonik der kohlenführenden Schichten spielen S fallende Faltenverwerfungen eine wichtige Rolle. Zwischen der Miesbacher und Haushamer Braunkohlenmulde konnte eine solche Längsstörung auf 80 *km* Erstreckung verfolgt werden.[2])

Im österreichischen Donaugebiete sind die Beziehungen des Gebirges zu den jungtertiären Ablagerungen seines Vorlandes fast allenthalben durch die massenhafte Bedeckung der Oberfläche mit alpinem Schutt verhüllt. Wo das Miocän sichtbar wird, liegt es flach und ungestört. So ist es beispielsweise der Fall im Hausruck, dessen Basis aus miocänem Schlier besteht, während die braunkohlenführenden Schichten von Wolfsegg und Thomasroith mit *Hipparion gracile* bereits dem Belvedereschotter entsprechen.[3]) Obwohl das Gebirge, dessen Erhebung das Alpenvorland fast in seiner ganzen Breite von dem Südrande des böhmischen Massivs bis zum Nordfuße der Flyschzone bedeckt, in seinen höheren Partien dicht bewaldet ist, in

---

[1]) C. W. GÜMBEL. Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengebirges. Gotha, 1861, S. 694.

[2]) C. W. GÜMBEL. Geologie von Bayern, II. T. 1894, S. 323 ff. und Sitzungsber. d. kgl. bayr. Akad. d. Wissensch. 1887, S. 221. Ferner K. WEITHOFER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 274 und Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 39—70. — H. STUCHLIK. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1893, S. 380. — Nach K. WEITHOFER sind die Cyrenenschichten von der oberen marinen Molasse im Gebiete zwischen Inn und Lech stets durch eine scharfe Grenze von fast geradlinigem Verlaufe geschieden, die einer Störungslinie entspricht.

[3]) C. J. WAGNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 29. — L. v. TAUSCH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 304—311. Bezüglich der älteren Literatur über den Hausruck vergl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 181.

seinen tieferen den Feld- und Wiesengewächsen einen sehr nahrungsstoffreichen Boden bietet, gestatten es hier die durch den Bergbau geschaffenen, künstlichen Aufschlüsse, die nahezu horizontale Lagerung der Tertiärschichten zu konstatieren.

Eine Verbindung zwischen der großen Antiklinale der Schweizer Molasse, die GÜMBEL nach Osten nicht über den Iller hinaus zu verfolgen vermochte und zwischen den miocänen Faltungen am Karpatenrande bei Wieliczka glaubte SUESS[1]) in dem langen Zuge jurassischer Inselberge zwischen Ernstbrunn und Polau zu erkennen. Diese Inselberge scheinen ihm in ihrem Auftreten eine sehr große Analogie mit dem Mont Salève bei Genf zu bekunden, dessen Jura- und Kreideschichten mitten aus dem Gewölbe der tertiären Molasse aufbrechen. Die neueren Untersuchungen von ABEL über den Bau der Inselberge von Nikolsburg haben jedoch diese Auffassung nicht bestätigt.

Die östliche Grenze des dem Alpenrande im Norden vorliegenden Molassestreifens als einer zusammenhängenden Faltungszone kann in den Ostalpen beiläufig an die Salzach verlegt werden. Erst am östlichen Rande der Alpen, am Saume der großen Einbrüche gegen das inneralpine Wiener Becken und die pannonische Tiefebene sind miocäne Ablagerungen vom Alter der lignitführenden Bildungen von Pitten wieder steil aufgerichtet und von erheblichen Dislokationen betroffen worden.

II. Abschnitt.

Die Nördliche Kalkzone.

Austroalpine Entwicklung der mesozoischen Serie. — Stratigraphische Verhältnisse. — Gliederung der Trias-, Jura- und Kreideformation. — Der Rhätikon. — Prättigau. — Lechtaler Alpen. — Wetterstein und Karwendelgebirge. — Achensee. — Voralpenzug. — Inndurchbruch bei Kufstein. — Kaisergebirge — Gegensatz der Struktur und Szenerie der Kalkzone im Westen und Osten des Kaisergebirges. — Salzburger Alpen. — Dachsteingruppe. — Salzkammergut. — Stauungsbrüche der österreichischen Kalkalpen. — Plateauzone und Schuppenzone. — Ennstaler Alpen. — Hochschwab. — Mürztaler Alpen. — Raxalpe und Schneeberg. — Niederösterreichische Faltungszone. — Aufschlußlinien. — Ennsdurchbruch. — Lassingalpen. — Transversallinien. — Profile im Pielachtal. — Überschiebung bei Kleinzell. — Gosaubecken der Neuen Welt. — Blattverschiebungen. Thermenlinie. — Inneralpines Becken von Wien.

Die westalpine Kalkzone der Nordostschweiz überschreitet zwischen Mayenfeld und St. Margarethen in einer sigmoiden Beugung das Rheintal und setzt sich in der nordalpinen Flyschzone bis über den Donaudurchbruch oberhalb Wien hinaus fort. Die Nördliche Kalkzone der Ostalpen steht den

[1]) E. SUESS. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., Bd. LVIII, 1868, S. 541.

Westalpen durchaus fremdartig gegenüber. Mit ihr erscheint im Osten des Rheintales ein neues tektonisches Element.

Die Schichtfolge zeigt die von der helvetischen Facies der Schweizeralpen so sehr abweichende Entwicklung, die man im Gegensatze zu jener als austroalpine Facies bezeichnet. Sie ist durch eine eigenartige, auf die Ostalpen beschränkte Ausbildung der Trias-, Jura- und Kreideserie charakterisiert. Den Hauptanteil an dem Aufbau der Nördlichen Kalkzone nehmen triadische Gesteine.[1] Der Schichtenkopf derselben tritt entlang dem ganzen Südrande der Zone hervor. Nur in diesem südwärts gerichteten Abbruch der Kalkalpen gegen die kristallinische Zentralzone treten stellenweise im Liegenden der Trias noch ältere Schichtglieder permischen Alters hervor. Zu diesen gehören die Sandsteine und Verrucano-Conglomerate in Vorarlberg und die roten Sandsteine von Nordtirol, mit denen im Unterinntal der Schwazerkalk durch Wechsellagerung und gegenseitige Ersetzung im Streichen innig verknüpft ist.[2]

Große Komplikationen der Lagerungsverhältnisse und scharfer Wechsel der Facies innerhalb geringer Entfernungen haben die Feststellung der Schichtfolge und die Parallelisierung der einzelnen Schichtglieder innerhalb der nordalpinen Trias in hohem Maße erschwert.[3] Der Gang der Entwicklung unserer Erkenntnis der Aufeinanderfolge und der Äquivalenz der verschiedenen Abteilungen dieser Formation in den Ostalpen ist ein Beispiel für die Tatsache, daß die Fortschritte in der Wissenschaft selten auf geradem Wege, sondern zumeist auf vielfach verschlungenen Pfaden erreicht und nicht selten lange Zeit durch Irrtümer aufgehalten werden, die mit der Schwierigkeit des Gegenstandes der Untersuchung in fast unvermeidlicher Weise verbunden sind. Wenn man heute die Auflösung des aus den heterogensten Elementen zusammengesetzten Komplexes „Alpenkalk“ als nahezu gelungen ansehen darf, so ist es wohl angemessen, jene Irrtümer milde zu beurteilen und mit Dankbarkeit der zahlreichen Beobachter zu gedenken, die mit Einsetzung ihrer besten Kräfte der Lösung ihrer Aufgabe nachgestrebt haben.

Der chorologisch konstanteste Triashorizont sind die die Basis des Systems bildenden Werfener Schichten, zumeist sandige, glimmerreiche Schiefer mit Einschaltungen von Gips und Rauchwacke. Fauna und Gesteinsmaterial deuten auf flache Küstenstriche von geringer Meerestiefe hin. In Vorarlberg ist die unterste Trias durch Buntsandstein mit Einschaltungen von typischen Werfener Schiefern vertreten. Fossilreiche kalkige Lagen von der

[1] Der erste bestimmt ausgesprochene Hinweis auf die Existenz der Trias in den Ostalpen findet sich bei F. v. Hauer, Bull. soc. géol. 2. sér. Vol. V. 1847—48, S. 88.

[2] E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 183. — A. Rothpletz. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1883, S. 145.

[3] Als „Grundlage aller weiteren Forschungen für die Trias“ und als „Ausgangspunkt aller späteren Einteilungen alpiner Sedimentärgebilde“ hat Benecke die Abhandlung F. v. Hauers. „Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen“ (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1853, S. 715—784) bezeichnet.

Facies der Südtiroler „Myophorienbänke“ (LEPSIUS) sind durch BITTNER[1]) auch in der oberen Abteilung der Werfener Schichten in den Kalkalpen von Salzburg und Obersteiermark nachgewiesen worden. Auch das Haselgebirge von Hall in Tirol, des Berchtesgadener Gebietes und des Salzkammergutes gehört dem Werfener Niveau an, dem somit alle Salzstöcke der Nordalpen zufallen.[2])

Auch den unmittelbar über den Werfener Schichten folgenden Guttensteiner oder Reichenhaller Kalken (PICHLERS „Schichten mit *Natica stanensis*“) kommt eine weite Verbreitung innerhalb der Nördlichen Kalkzone zu. Dieser durch die ärmliche aber bezeichnende Fauna von Reichenhall charakterisierte Horizont ist gegenwärtig bereits in ganz allgemeiner Verbreitung von Lichtenstein bis Mödling nachgewiesen.[3]) Werfener und Guttensteiner Schichten sind, wie zuerst von STUR gezeigt wurde, deutlich von einander geschieden. Jede dieser beiden Schichtgruppen muß für sich allein zu den am besten charakterisierten in der nordalpinen Trias gezählt werden.

Es gibt innerhalb der Nördlichen Kalkzone Profile, wo die gesamte Triasformation über den Werfener Schichten beziehungsweise über dem Reichenhaller Niveau durch eine faciell gleichartige Kalkmasse vertreten ist, in der keine weiteren Unterabteilungen vorgenommen werden können. Dies ist beispielsweise der Fall in dem Hauptzuge des Hochschwab und am Gahns im Schneeberggebiete.[4]) Viel häufiger ist der Fall, daß eine untere, zumeist dolomitisch ausgebildete Masse (Ramsaudolomit[5]) von einer oberen Dolomit- beziehungsweise Kalkmasse (Hauptdolomit, Dachsteinkalk) durch ein mittleres kalkarmes Mergelniveau (Carditaschichten) getrennt wird. Diese überaus einfache Gliederung der nordalpinen Trias ist beispielsweise in den salzburgischen, oberösterreichischen und nordsteirischen Kalkhochalpen die allgemein vorherrschende. Sie findet sich auch noch in der Gegend von Brixlegg in Nordtirol.[6])

Dem mittleren kalkarmen Niveau zwischen den beiden großen Kalkmassen, das man nach seinen beiden typischen Ausbildungsweisen in Niederösterreich und Nordtirol als Lunz-Cardita-Gruppe bezeichnen kann, kommt in der Stratigraphie der Nördlichen Kalkzone die größte Bedeutung zu. Die reichste Differenzierung erfährt dieses Niveau, das ein Äquivalent der südalpinen Raibler Schichten darstellt und seinem faunistischen Inhalte nach der karnischen Zone des *Trachyceras Aonoides* entspricht, in den niederösterreichischen Kalkalpen. Die Normalentwicklung der Gruppe im

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 387—390.

[2]) F. v. HAUER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1853, S. 719.

[3]) Vergl. insbes. A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 87—102, S. 379. 1897. S. 201. Allerdings bestreitet BOESE (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, S. 747), daß echte Reichenhaller Kalke in Vorarlberg nachgewiesen seien.

[4]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 299—309.

[5]) E. BOESE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 251.

[6]) M. SCHLOSSER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 340.

Lunzer Gebiet läßt eine Gliederung in eine untere, schiefrig-sandige und in eine obere kalkige Abteilung zu. Die erstere umfaßt die Reingrabener Schiefer mit *Halobia rugosa* und die Lunzer Sandsteine und Schiefertone mit einer reichen Flora (nach STUR ein Äquivalent der außeralpinen Lettenkohlengruppe). Der letzteren gehören die Opponitzer Kalke mit der Fauna der südalpinen Torer Schichten an. Auch das Liegende der Reingrabener Schiefer, die Aonschiefer STURS, die nach E. v. MOJSISOVICS bereits die Cephalopodenfauna der Aonoides-Zone enthalten, sind ein mehr pelagisches Sediment. Mit der Annäherung aus der Voralpenzone gegen das Kalkhochgebirge verschwinden zunächst die Lunzer Sandsteine. Aber auch die Aonschiefer und Opponitzer Kalke nehmen nicht mehr an der Zusammensetzung des letzteren Teil. Eine Ausnahme machen vielleicht die nicht sicher horizontierten Cidaritenkalke des Grabnersteins, während sonst die typischen fossilführenden Opponitzer Kalke nach Süden nicht über das Gebiet von St. Gallen und Gr. Reifling im Ennstale hinausgehen.[1]) In der Umgebung von Hieflau sind die Reingrabener Schiefer durch Einlagerung von einzelnen Platten eines zähen, fossilreichen Kalkes (Wandaukalk STURS) ausgezeichnet.

Die Lunzer Schichten und die ihnen faciell ähnlichen Grestener Sandsteine des Lias enthalten lokal entwickelte Steinkohlenflötze, die an einigen Punkten der niederösterreichischen Voralpen abgebaut werden. Allerdings ist der Wert der Flötze bei der sehr veränderlichen Mächtigkeit derselben nur gering. Ein regelmäßiger Begleiter der Steinkohlenflötze sind Sphärosiderite, die jedoch nirgends in abbauwürdiger Mächtigkeit auftreten.[2])

In der Hochgebirgszone der österreichischen und Salzburger Alpen sowie in Nordtirol und Vorarlberg wird die Lunz-Cardita-Gruppe durch die Carditaschichten repräsentiert. Die von GÜMBEL, PICHLER u. a. lange Zeit hindurch verfochtene Meinung, daß es in Nordtirol mehrere Carditaniveaus, getrennt durch die angeblich zwischen denselben liegende Masse des Wettersteinkalkes gebe, erscheint durch die Arbeiten von E. v. MOJSISOVICS,[3]) S. v. WOEHRMANN[4]) und BITTNER[5]) endgültig widerlegt. Auch in den Carditaschichten läßt sich, wo sie typisch entwickelt sind, ähnlich wie in Niederösterreich, eine tiefere, mergelige und eine höhere, kalkige Stufe unterscheiden. Den Carditaschichten in Vorarlberg (Lüner Schichten THEOBALDS) erscheint im Liegenden eine Kalkbildung von nicht unbedeutender Mächtigkeit (Arlbergkalk F. v. RICHTHOFENS) untergeordnet.

Nicht überall ist die zwischen den Werfener Schichten bezw. Reichenhaller Kalken im Liegenden und der Lunz-Cardita-Gruppe im Hangenden eingeschlossene, untere Kalkmasse in einer einförmigen Dolomitfacies (Ramsaudolomit) vertreten, vielmehr macht sich gerade in dieser Ab-

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 81—85.
[2]) M. LIPOLD. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XV, 1865, S. 1—163.
[3]) E. v. MOJSISOVICS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 106.
[4]) S. v. WOEHRMANN. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXIX, 1889, S. 181—258.
[5]) A. BITTNER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 436.

teilung der nordalpinen Trias vielfach eine weitgehende Zersplitterung in faciell ungleichartige Bildungen bemerkbar. Innerhalb der Westhälfte der Nördlichen Kalkzone zerfällt die erwähnte Abteilung in zwei natürliche Gruppen. Die untere repräsentiert in Vorarlberg (Virgloriakalk F. v. RICHTHOFENS) und in Nordtirol die anisische Stufe. Cephalopoden der Zone des *Ceratites trinodosus* sind aus diesem Niveau von mehreren Lokalitäten [Reutte,[1]) Umgebung von Innsbruck[2])] bekannt geworden. Die für diese Gruppe früher gebräuchliche Bezeichnung: „Alpiner Muschelkalk" ist besser zu vermeiden, seit die Annahme, daß die obere Grenze der erwähnten Gruppe mit dem Abschluß der Muschelkalkperiode im germanischen Triasbecken zeitlich zusammenfalle, sich als unhaltbar erwiesen hat. Die obere Gruppe fällt bereits der ladinischen Stufe zu. Sie ist entweder ausschließlich durch die Mergelfacies der Partnachschichten (Vorarlberg, Lechtaler Alpen westlich von Landeck) oder neben lokal entwickelten Partnachmergeln durch die meist wohl geschichteten, hellgrauen Wettersteinkalke repräsentiert, die bald zu großer Mächtigkeit anschwellen, bald sich rasch auskeilen. Die typische Wettersteinkalk-Entwicklung ist auf die Kalkalpen Nordtirols von Landeck bis zum Kaisergebirge beschränkt. Die Partnachschichten repräsentieren in der heutigen, diesem Terminus durch ROTHPLETZ, E. FRAAS und SKUPHOS[3]) gegebenen Fassung nur die tiefere Abteilung des in der Partnachklamm (Wetterstein-Geb.) aufgeschlossenen Schichtkomplexes, für den der Name ursprünglich von GÜMBEL aufgestellt wurde, da seither durch STUR der Nachweis der Zugehörigkeit der oberen Abteilung dieses Komplexes zu den Carditaschichten erbracht worden ist. So liegen in der Partnachklamm die Carditaschichten unmittelbar über Partnachmergeln, während in unmittelbarer Nähe die zwischen den Partnachschichten und den Carditaschichten eingeschalteten Wettersteinkalke gewaltige Mächtigkeiten erreichen. In Vorarlberg, wo die Wettersteinkalke fehlen, folgen allenthalben direkt über den Partnachmergeln die Carditaschichten bezw. der denselben untergeordnete Arlbergkalk. Die spärlichen Cephalopodenfunde weisen auf eine Gleichaltrigkeit des Wettersteinkalkes mit den Wengener Schichten der Südalpen hin.[4]) Über die nordalpine Vertretung der Cassianer Schichten besteht unter den bayrischen Geologen keine Übereinstimmung. ROTHPLETZ sucht dieselben unter, S. v. WOEHRMANN über dem Wettersteinkalk. Die Partnachschichten, deren Fauna als eine sehr dürftige bezeichnet werden muß, haben einige mit solchen der Cassianer Schichten gemeinsame Arten (insbesondere *Koninckina Leonhardi*) geliefert. Sie direkt als Cassianer Schichten zu bezeichnen dürfte gleichwohl nicht statthaft sein.[5])

[1]) E. BEYRICH. Abh. d. Akad. d. Wissensch. Berlin, 1866, Nr. 2, S. 105—179.

[2]) E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 265. — W. HAMMER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 314.

[3]) Th. SKUPHOS. Geogn. Jahreshefte, Bd. IV, 1891, S. 87—142 und Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIII, 1893, S. 145—178.

[4]) E. v. MOJSISOVICS. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VI, II. T. (1893), S. 817.

[5]) M. OGILVIE. Geolog. Mag. 1892, S. 147.

In der niederösterreichischen Faltungszone ist die zwischen den Guttensteiner Kalken mit der Reichenhaller Fauna im Liegenden und der Lunz-Cardita-Gruppe im Hangenden eingeschlossene Abteilung der Trias durch die Reiflinger Kalke vertreten, die häufig als Knollenkalke entwickelt sind. Die Hauptmasse der Reiflinger Kalke repräsentiert, wie durch zahlreiche Brachiopoden- und Cephalopodenfunde (insbesondere bei Gr. Reifling selbst) erwiesen ist, die anisische Stufe. Im Hangenden gehen die Reiflinger Kalke allmählich in die Aon Schiefer über. Die obersten Reiflinger Kalke vertreten, wie BITTNER nachwies, die ladinische Stufe, die allerdings stellenweise zu sehr geringer Mächtigkeit reduziert ist. Auch die echten Partnachmergel wurden von BITTNER[1]) innerhalb der obersten Lagen des Reiflinger Komplexes an zahlreichen Lokalitäten der niederösterreichischen Voralpen von Weyer bis Kaltenleutgeben und sogar im Süden der Riffzone des Kalkhochgebirges, an der Stadlfeldmauer bei Johnsbach,[2]) nachgewiesen. In der dem Aufbruch Windischgarsten—St.-Gallen nördlich vorliegenden Längsscholle der Laussazüge und an der Reisalpe ist selbst eine lokale Vertretung diploporenführender Wettersteinkalke konstatiert worden.[3])

Viel einheitlicher, teils als Hauptdolomit, teils als Dachsteinkalk ausgebildet, ist die obere Kalkmasse in der nordalpinen Trias über dem mittleren kalkarmen Niveau der Lunz-Cardita-Gruppe. Bei Seefeld in Nordtirol sind dem Hauptdolomit lokal bituminöse Schiefer mit Fischresten eingeschaltet. Der eigentliche Dachsteinkalk ist auf Grund der besonders gegen oben sich häufig einstellenden Mergelzwischenlagen als eine detritogene Bildung anzusehen. In den großen Plateaustöcken der Salzburger und nordsteirischen Alpen spielt, wie E. v. MOJSISOVICS[4]) zuerst betont hat, eine Korallriff-facies des Dachsteinkalkes die herrschende Rolle. Auch die längere Zeit hindurch für Äquivalente des Wettersteinkalkes gehaltenen Diploporenkalke der Raxalpe und des Schneeberges gehören in das Niveau des Dachsteinkalkes. Den Detritusmassen dieser gewaltigen Riffbildungen entsprechen die durch ihre parallele Bankung ausgezeichneten Ablagerungen der geschichteten Dachsteinkalke, deren Bänke wohl nur ganz ausnahmsweise im Sinne von J. WALTHER als Algenriffe gedeutet werden können. Im eigentlichen Kalkhochgebirge ist auch die rhätische Stufe zumeist durch Dachsteinkalke vertreten. Dagegen erscheint sie in den Voralpen als ein selbständiges Mergelniveau über dem Dachsteinkalk in der Facies der Kössener Schichten. Die Fauna derselben trägt noch einen ausgesprochen triadischen Charakter. Die von SUESS für die rhätischen Ablagerungen der Osterhorn-Gruppe gegebene Detailgliederung in fünf Facies konnte U. SCHLÖNBACH[5])

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 317—324; 1892, S. 301; 1893, S. 161.

[2]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 18.

[3]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 242—247, 1894, S. 379.

[4]) E. v. MOJSISOVICS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 112.

[5]) U. SCHLÖNBACH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 211.

auch noch in der Umgebung von Kössen nachweisen. Ein für die Gliederung der Kössener Schichten in den nordtirolischen und bayrischen Voralpen bedeutsamer Horizont ist der Hauptlithodendronkalk des Osterhorn-Profils (Ob. Dachsteinkalk GÜMBELS). Er stellt eine Korallenfacies der Kössener Schichten dar, die in der Rofangruppe und in den bayrischen Voralpen (Garlandschichten, Hochfellenschichten) bis in den Lias hinaufreicht. Anders gefärbte, dünne Zwischenlagen wohl geschichteter Dachsteinkalkbänke in den niederösterreichischen Voralpen, gewissermaßen Kolonien der Kössener Schichten im Sinne von BARRANDE, hat F. v. HAUER als Starhemberger Schichten bezeichnet. Durch diese Starhemberger Einlagerungen sind Dachsteinkalke und Kössener Schichten in Niederösterreich enge verknüpft.[1])

Neben dieser Normalentwicklung der nordalpinen Trias findet sich von Berchtesgaden im Westen bis Hernstein im Osten noch eine zweite, sehr merkwürdige Ausbildung, die man als Hallstätter Entwicklung[2]) bezeichnet und der die reichen Fundorte der Hallstätter Faunen des Salzkammergutes angehören. Sie wird repräsentiert durch rötliche oder graue, marmorartige Kalke, in welchen die cephalopodenführenden Gesteinspartien linsenförmig eingelagert sind. Eine Einlagerung in den jüngeren Hallstätter Kalken bei Hallstatt bilden die mergeligen oder hornsteinführenden Plattenkalke der Zlambachschichten. Ein als roter dünnplattiger Knollenkalk eigenartig ausgebildeter Schichtenkomplex innerhalb der Hallstätter Facies sind die Draxlehnerkalke bei Hallein. An dem Bau des Gebirges nehmen die Hallstätter Kalke nur in sehr untergeordneter Weise Anteil. Ihre Bedeutung liegt in dem Beitrage, den sie durch ihren Reichtum an Einzelfaunen für die Entwicklungsgeschichte der organischen Welt während der Triasepoche bieten. In der unteren Trias umfaßt die Hallstätter Entwicklung nur die Zone des *Ceratites trinodosus* der anisischen Stufe. Die roten Marmore der Schreyer Alpe[3]) und Schiechlinghöhe[4]) bei Hallstatt und des Lärcheck bei Hallein[5]) gehören diesem Niveau an. Im übrigen erstreckt sich die Hallstätter Entwicklung von der mittelkarnischen Aonoides-Zone aufwärts durch die ganze obere Trias bis an die Liasgrenze. Innerhalb derselben hat E. v. MOJSISOVICS, dem wir die monographische Bearbeitung der prachtvollen Cephalopodenfaunen[6]) verdanken, acht paläontologische Zonen unterschieden.

[1]) Ich habe mich an dieser Stelle mit Absicht auf eine Darstellung der nordalpinen Triasentwicklung beschränkt und jeden Hinweis auf etwa vorhandene oder zu vermutende Beziehungen zu den drei Stufen der germanischen Trias vermieden. Daß aus äußerlichen Merkmalen wie der Scheidung in kalkreiche und kalkarme Gruppen ein Maß der Übereinstimmung alpiner und germanischer Triasablagerungen gewonnen werden könnte, bezweifle ich entschieden.

[2]) E. v. MOJSISOVICS. Die Hallstätter Entwicklung der Trias, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften, math.-nat. Kl., Bd. CI, 1892, S. 769.

[3]) E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 374.

[4]) C. DIENER. Beiträge z. Geolog. u. Paläont. Öst.-Ung. etc., Bd. XIII, Heft 1.

[5]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 318.

[6]) E. v. MOJSISOVICS. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VI, I. T., 1873. Supplementheft 1902; II. T., 1893.

Infolge der Lückenhaftigkeit der Profile sind nicht nur die diesen Zonen entsprechenden Niveaus bisher nirgends in profilmäßiger Überlagerung vollständig angetroffen, sondern ist auch die Erkenntnis der wahren Stellung der Hallstätter Kalke im Normalschema der nordalpinen Triasgliederung lange Zeit verzögert worden. Wohl gelangte E. v. Mojsisovics schon im Jahre 1869 auf Grund der Prüfung des faunistischen Inhaltes der Hallstätter Kalke zu der Unterscheidung von zwei Hauptabteilungen (norische und karnische Stufe) innerhalb derselben, doch hielt er, übereinstimmend mit der überwiegenden Mehrzahl der Triasgeologen, bis zum Jahre 1892 an der Meinung fest, daß die mit den Cardita- oder Raibler Schichten gleichalterigen Hallstätter Kalke der Zone des *Trachyceras Aonoides* das höchste Niveau innerhalb der Hallstätter Serie einnehmen, die norischen Hallstätter Kalke mit den Zlambachschichten an der Basis hingegen unter den karnischen liegen, mithin in das Niveau der Wettersteinkalke fallen müßten. Profile wie im Salzkammergut, wo Zlambachschichten direkt auf Kalken vom Typus des Schreyeralm-Marmors zu liegen schienen, oder wie in der Mürzschlucht, wo man eine normale Überlagerung norischer Hallstätter Kalke durch Reingrabener Schiefer zu sehen glaubte, konnten als eine Bestätigung dieser Auffassung betrachtet werden, die in ihren weiteren Konsequenzen zu der Aufstellung einer mediterranen und juvavischen Provinz führte. Neuere Erfahrungen haben die Unhaltbarkeit dieser Auffassung kennen gelehrt. In sachlicher Beziehung besteht heute unter den österreichischen Geologen kein Widerspruch mehr in Beziehung auf den Kern der Hallstätter Frage. Es wird vielmehr übereinstimmend anerkannt, daß die Schichten der Zone des *Trachyceras Aonoides* nicht den Abschluß, sondern die Basis der eigentlichen Hallstätter Serie bilden und daß mithin die Hauptmasse der Hallstätter Kalke in das Niveau des Dachsteinkalkes fällt. Diese Äquivalenz ist durch zahlreiche Funde von Hallstätter Cephalopoden und Brachiopoden in dem Korallriffkalk der Salzburger und obersteirischen Hochgebirgsstöcke (Ewiger Schnee, Hoher Göll, Pailwand, Dachstein, Kaarlhochkogel, Tonionalpe) bestätigt worden.[1]) Auch hat Bittner[2]) Einschaltungen von Zlambachschichten mit *Halorella pedata* in den Riffkalken des Hochschwabgebietes bei Aflenz konstatiert.

Das Auftreten der Hallstätter Kalke ist fast ausschließlich an große Störungsgebiete geknüpft. Zumeist brechen sie als isolierte Kuppen aus dem Haselgebirge (Berchtesgaden, Hallein, Hallstatt, Aussee) oder aus den Werfener Schichten auf. In den Kalkalpen im Osten der Enns ist ihr Vorkommen in auffallender Weise an die Aufbruchslinie Buchberg—Mariazell—Admont gebunden.[3])

[1]) E. v. Mojsisovics. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, 1896, S. 5—40. — A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 174, 1890, S. 299.

[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 248.

[3]) Eine zusammenfassende Darstellung der Entwicklung und Gliederung der nordalpinen Trias hat E. Boese in der Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, S. 695—761 gegeben.

Die übrigen Schichtbildungen mesozoischen Alters, die an dem Aufbau der Nördlichen Kalkzone sich beteiligen, stehen an Bedeutung für den Bau des Gebirges erheblich hinter den Ablagerungen der Trias zurück. Lias und Jura, die in den Nordalpen nicht mehr den mitteleuropäischen, sondern den mediterranen Typus[1]) an sich tragen, teilen mit der Hallstätter Entwicklung der Trias jene Eigentümlichkeit, die NEUMAYR als Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente bezeichnete (vergl. Einleitung S. 4). Zugleich machen sich in ihrer Verteilung erhebliche, zum Teil wohl auf tektonische, mit der Gebirgsbildung im Zusammenhange stehende Unregelmäßigkeiten geltend. Nur wenige Horizonte besitzen regional einen größeren, zusammenhängenden Verbreitungsbezirk. In weiter horizontaler Verbreitung ist im Lias insbesondere die Facies der Fleckenmergel oder Algäuschichten nachgewiesen. Sie sind Absätze größerer Meerestiefen, deren mächtige Tonmassen NEUMAYR durch eine von Norden herkommende, schlammige Meeresströmung zu erklären versucht. In dieser Facies sind bereits sämtliche Stufen des Lias nachgewiesen. Als pelagische Ausbildung des Lias werden ferner von WÄHNER[2]) die bunten Cephalopodenkalke (mit vier unterliasischen Zonen) und die Adnether Schichten unterschieden. Eine besondere Ausbildungsweise repräsentieren die über den Dachsteinkalken auftretenden Hirlatzschichten. Sie liegen teils konkordant über den Dachsteinkalken, teils füllen sie Spalten und Vertiefungen des Untergrundes aus.[3]) Die Hirlatzschichten des Hirlatz[4]) (Dachsteingruppe) und von Hindelang im Algäu[5]) gehören der Oberregion des unteren Lias, jene des Schafberges[6]) und des Hilariberges bei Kramsach[7]) dem mittleren Lias (Margaritatus-Zone), jene der Kratzalpe im Hagengebirge[8]) teils dem unteren, teils dem mittleren Lias an.[9]) In der Rofangruppe (Sonnwendjoch) und an einigen Punkten der bayrischen Voralpen sind die über den Kössener Kalken (Dachsteinkalk GÜMBELS) folgenden Bänke des Lias ebenfalls noch in der Facies der

[1]) J. POMPECKJ (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1897, S. 825) führt die Verschiedenheit des mediterranen und mitteleuropäischen Typus der Lias- und Jurafaunen nicht auf klimatische Differenzen im Sinne von NEUMAYR, sondern auf eine Verschiedenheit der Lebensbezirke zurück. Die alpinen Lias- und Juraablagerungen sind im allgemeinen die Sedimente größerer Meerestiefen als die gleichzeitigen mitteleuropäischen Meeresbildungen. Diese Ansicht, die auch E. HAUG (Revue gén. des sciences, 1898, S. 497) teilt, halte ich nicht für genügend begründet.

[2]) F. WÄHNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 168—176, 190—206.

[3]) G. GEYER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884. S. 335 u. 1886, S. 215—294.

[4]) G. GEYER. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XII. Bd. u. Verh. 1894, S. 156.

[5]) E. BOESE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 627—650.

[6]) G. GEYER. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XV, Heft 4.

[7]) M. SCHLOSSER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 340.

[8]) A. v. KRAFFT. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 199—224.

[9]) Auf eine Vertretung der tiefsten Liaszonen in Hirlatzfacies weist der Fund von *Ectocentrites Petersi* in den Hirlatzkalken von Au im Tennengebirge durch BITTNER hin. Vergl. F. WÄHNER, Beitr. z. Pal. Österreich-Ungarns, Bd. XI, 1898, S. 161.

Dachsteinkalke entwickelt.[1]) Ebenso erscheinen auf dem Gipfel des Hochfellen die tiefsten Zonen des Lias als gastropodenreiche Hirlatzbildungen in der Facies der rhätischen Dachsteinkalke vertreten.[2]) Bei Länggries sind die Liaskalke von den Kössener Kalken so schwer zu trennen, daß Winkler[3]) in der Fauna der „Garlandschichten“ eine Übergangsfauna zu erblicken glaubte.

Auf den Nordrand der nordöstlichen Kalkalpen in der Nähe des böhmischen Massivs ist die küstennahe Facies der Grestener Schichten mit Kohlenflötzen und Landpflanzen beschränkt. Sie finden sich nur innerhalb eines schmalen Grenzstriches zwischen der Kalk- und Flyschzone im Osten der Enns entwickelt. Die besten Aufschlüsse sind jene im Pechgraben, wo der Übergang der küstennahen in pelagische Bildungen gegen das Innere der Kalkzone von Stur profilmäßig konstatiert wurde.

So großes Interesse die Ablagerungen des mittleren und oberen Jura durch die Art ihres schon von F. v. Richthofen geradezu als parasitisch bezeichneten Vorkommens vom stratigraphischen Standpunkte aus erregen, so spielen sie doch im Bau des Gebirges eine so geringe Rolle, daß in diesem Abschnitte, der eine Darstellung der Struktur der Nördlichen Kalkzone in erster Linie zum Gegenstande hat, nur die wichtigsten Faciesgebilde dieser Epochen eine kurze Erwähnung finden können. Es sind dies im Dogger: Die Opalinus- und Murchisonaeschichten (insbesondere Vilser Alpen und Laubenstein), die Macrocephalenschichten des Unt. Bathonien (Salzkammergut[4]), die Klausschichten der Vilser Alpen und des Salzkammergutes, deren Fauna nach der Meinung von K. v. Zittel eine Mischung von Bath- und Kellowayformen, nach der Ansicht Neumayrs nur Formen des unteren und mittleren Kelloway enthält, endlich die Vilser Kalke des Kelloway (Vils, Staufeneck bei Reichenhall[5]), Windischgarsten). Sowohl für die Klausschichten als für die Vilser Kalke ist das lokal massenhafte Auftreten von Posidonomyen als gesteinsbildenden Fossilien insofern bemerkenswert, als es auch für manche isolierte Vorkommen von Hallstätter Kalken (Bergstein bei Landl) bezeichnend erscheint.[6])

Eine erheblich größere Verbreitung kommt einigen Faciesgebilden des Oberen Jura zu, insbesondere fossilarmen Hornsteinbreccien und Aptychenkalken (Oberalmschichten, Ammergauer Schichten), die im Salzkammergut von Schichten der Zone des *Aspidoceras acanthicum* unterlagert werden.[7]) Durch lokales Anschwellen zu sehr bedeutender Mächtigkeit sind

[1]) Auch auf dem Dachstein selbst soll nach E. v. Mojsisovics (Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. CV, 1896, S. 28 ff.) der Lias z. T. in der Facies der Dachsteinkalke vertreten sein.

[2]) L. v. Ammon. Geogn. Jahresh., Bd. V, 1892, S. 161—209.

[3]) G. Winkler. Neues Jahrb. f. Min. 1886, Bd. II, S. 34.

[4]) M. Neumayr. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XX, 1870, S. 147—156.

[5]) C. W. Gümbel. Sitzungsber. d. k. Akad. München 1866, Bd. II, S. 158.

[6]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 448.

[7]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 124—127.

die den Stramberger Schichten äquivalenten hellen Plassenkalke des Tithon ausgezeichnet. Diese nerineenführenden Riffkalke setzen stellenweise in einer Mächtigkeit bis zu 800 *m* gewaltige Bergmassen von klotzigen Formen zusammen. (Sulzfluh und Drusenfluh im Rhätikon, Nordseite des Untersberges, Plassen, Trisselwand, Sandling im Salzkammergut, Arzberg bei Wildalpen).

Die Kreidebildungen der Nordkalkalpen trennen sich scharf in zwei, dem Alter und der Verbreitung nach verschiedene Ablagerungen, von denen die eine die untere Kreide und das Cenoman, die andere die höchsten Glieder der oberen Kreide umfaßt. Von untercretacischen Bildungen sind solche des Neocom durch größere Verbreitung bemerkenswert. Sie treten teils in der Facies von Aptychenkalken (Schrambachschichten) auf, die in Nordtirol den jurassischen Aptychenkalken konkordant auflagern, im Salzkammergut aber eine selbständige Verbreitung zeigen, teils in der cephalopodenreichen Mergelfacies der Roßfeldschichten, in denen eine Vertretung des Mittelneocom, an einigen Orten aber auch noch der Barrêmestufe paläontologisch nachweisbar ist.[1] Wo die Roßfeldschichten mit den Neocom-Aptychenkalken in Verbindung stehen, bilden sie das hangende Glied. Häufig aber treten sie selbständig auf und grenzen mit transgredierender Lagerung an ältere Gesteine an. Östlich von Kufstein ist in dem aus dem eocänen Vorlande des Hinterkaisers aufbrechenden Neocomzuge neben den Roßfeldschichten auch die Berriasstufe entwickelt.[2] Bei Schwarzau in Niederösterreich hat Bittner ein isoliertes Vorkommen von Caprotinenkalken des Urgon konstatiert.[3] Innerhalb der letzten Jahrzehnte ist auch das Cenoman an einer Reihe von Stellen am Außenrande der Nördlichen Kalkzone nachgewiesen worden. Den wichtigsten Beitrag zur Kenntnis desselben haben die Arbeiten von Sohle[4] geliefert. Es liegt in der Regel diskordant auf dem älteren Gebirge. In den bayrischen Voralpen kennt man sein Auftreten an zahlreichen Lokalitäten durch die Aufnahmen von Sohle, Rothpletz, Schlosser, Finkelstein und Böse. Östlich von der Salzach ist es bisher nur bei Lilienfeld[5], Alland und Mödling[6] in Niederösterreich in der Facies von Orbitolinenschichten gefunden worden.

Die obere Kreide wird in den nördlichen Kalkalpen durch die fossilreichen Gosauschichten vertreten, deren westlichstes Vorkommen sich am Muttekopf bei Imst befindet. Die Gosauablagerungen der einzelnen größeren Becken sind durch eine große Mannigfaltigkeit heteropischer Glieder charakterisiert. Sie erfüllen mulden- und kanalförmige Einschnitte im Trias- und

[1] V. Uhlig, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 373—395. Das neocome Alter der Roßfeldschichten wurde zuerst von F. v. Hauer (Haidingers Mitt. d. Freunde d. Naturw., Bd. III, 1848, S. 476) erkannt.

[2] G. Buchauer, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 63—68.

[3] A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 320—328.

[4] U. Sohle, Geogn. Jahresh., Bd. IX, 1896.

[5] A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 216, 1899, S. 253.

[6] F. Toula, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 194.

Juragebirge und liegen stets diskordant älteren Schichten, entlang den großen Stauungsbrüchen in Niederösterreich nicht selten unmittelbar den Werfener Schichten auf. Im Salzkammergut werden die Ränder alter Bruchlinien vielfach durch Gosauschichten überbrückt. Diese Tatsachen beweisen, daß gebirgsbildende Bewegungen intensiver Art der Ablagerung der Gosauschichten vorangingen. Die diskordante Lagerung zu dem gesamten Grundgebirge charakterisiert die Zeit der Bildung der Gosauschichten als die am schärfsten markierte Phase einer unterbrochenen Gebirgsfaltung in der Nördlichen Kalkzone. Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß innerhalb der mesozoischen Schichtreihe bereits seit der rhätischen Epoche in der Verteilung der Sedimente Unregelmäßigkeiten sich vielfach bemerkbar machen, deren Beziehungen zu gebirgsbildenden Vorgängen ebenfalls außer Zweifel zu stehen scheint. Es gilt dies insbesondere für die Ablagerungen des Neocom, die in einzelnen Teilen von Niederösterreich gleich den Gosauschichten in kanalförmigen Einschnitten des älteren Gebirges liegen.

Die Normalgliederung der Gosauschichten, die kaum irgendwo in einem Einzelprofil zu beobachten ist, wohl aber aus einer Kombination der Schichtfolge in den größeren Gosaubecken (Neue Welt, Gams, Gosau, Südufer des Wolfgangsees, Pletzachalpe) erschlossen werden kann, läßt sich durch das nachstehende Schema veranschaulichen.

Ober-Senon	Inoceramenmergel Ammonitenhorizont von Neuberg und Grünbach mit *Pachydiscus Neubergicus* Orbitulitensandstein
Unter-Senon	Ammonitenhorizont des Emscher Mergels (Hofergraben, Schrattenbach) und Obere Hippuritenkalke
Grès d'Uchaux	Süßwasserschichten
Ober-Turon	Untere Hippuritenkalke, Strandconglomerate und Actaeonellenschichten.

Tiefere obercretacische Horizonte als die Zone des *Sphaerulites angeiodes* scheinen in den Gosauschichten nicht vertreten zu sein.[1])

Eine besondere Ausbildung der Gosauformation stellen in der Umgebung von Salzburg die im Hangenden der Gosauconglomerate auftretenden Glanecker Schichten dar.

Marine Ablagerungen tertiären Alters greifen nur an wenigen Stellen in die nördliche Triaszone der Ostalpen ein. Von Brixlegg bis Reit im Winkel erfüllt der Komplex der durch ihre Braunkohlenführung ökonomisch bedeutsamen Häringer Schichten[2]) eine breite in die Täler des Inn und der Chiemseer Ache eindringende Bucht. Über den basalen Conglomeraten folgen in diesem Schichtenkomplex zunächst brackische und Süßwasserbil-

[1]) Vergl. Grossouvre. Bull. Soc. géol. 1894, 3. sér. Vol. XXII, S. XIX.

[2]) C. v. Ettingshausen. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. II, III. Abt., Nr. 2.

dungen mit Braunkohlenflötzen, dann Stinkkalke oder Mergel mit der Flora von Häring und mit einer oligocänen Marinfauna. Die durch die Untersuchungen von Reis konstatierte Übereinstimmung der Korallenfauna dieser insbesondere bei Reit im Winkel entwickelten Schichtgruppe mit den Korallenfaunen von Castelgomberto, Crosara und Oberburg gestattet nach C. v. Gümbel die Parallelisierung der Reiter Schichten mit dem Unteroligocän des Vicentinischen Tertiärgebietes.[1]) Nach oben klingt der Komplex wieder mit brackischen Bildungen und Conglomeraten aus. In der Umgebung von Reichenhall sind marine Eocänablagerungen am Nordrande der Kalkzone bis zum Hallthurnpaß zwischen Untersberg und Lattengebirge eingedrungen. Sie zerfallen nach den Untersuchungen von Th. Fuchs[2]) in zwei Stufen, deren tiefere Korallen und Nummuliten des Pariser Grobkalkes enthält, während die Fauna der höheren mit jener der vicentinischen Turritellenschichten von Costalunga (Priabonagruppe?) übereinstimmt. Das merkwürdigste Vorkommen älterer mariner Tertiärbildungen befindet sich am Südrande der Kalkzone bei Radstadt in dem großen Längentale, das die Kalkalpen von den Zentralalpen scheidet. Auch kohlenführende Tertiärbildungen lakustren Ursprungs sind im oberen Ennstale verbreitet und liegen am Stoder Zinken bei Gröbming in einer Höhe von 1700 *m*, 900 *m* über der heutigen Talsohle. Nach den Untersuchungen von Rothpletz greift auch im Rhätikon der alttertiäre Flysch auf das triadische Gebirge der Kalkzone über.

An der Stelle, wo man die Berührung des Nordschenkels der kristallinischen Silvrettamasse mit den Schweizer Alpen erwarten sollte, liegt eine ausgedehnte von oligocänen Flyschbildungen erfüllte Mittelgebirgsregion, das Prättigau. Die Berge, welche auf österreichischem Boden das Prättigau im Norden überragen, gehören zum überwiegenden Teile der Triasformation an. Sie bestehen aus Bildungen, die dem Gebiete der helvetischen Entwicklung der Sedimente fremd sind, aus mächtigen Massen lichter Kalke und Dolomite, deren gewaltige, prall abstürzende Felsbauten im Pantller Schrofen und in der Scesaplana auch landschaftlich in einen auffallenden Gegensatz zu den Ketten auf dem linken Rheinufer treten. Diese Gesteine bilden vom Prättigau bis zum Wiener Becken das ununterbrochene Band der Nördlichen Kalkzone der Ostalpen. So erscheint diese Zone im Rhätikon unvermittelt als ein neues, selbständiges, tektonisches Element in der Struktur der Alpen.

Das Bild der Tektonik des Rhätikon, das die älteren Arbeiten von F. v. Richthofen[3]) und E. v. Mojsisovics,[4]) ergänzt durch die Beobachtungen von Theobald und Tarnuzzer auf der schweizerischen Seite des Gebirges, geliefert haben, ist durch die neueren Darstellungen von Steinmann, Roth-

[1]) C. v. Gümbel. Geogn. Jahresh., Bd. II, 1889, S. 163—175.
[2]) Th. Fuchs. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 132.
[3]) F. v. Richthofen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 114 ff.
[4]) E. v. Mojsisovics. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1873, Bd. XXIII, S. 137—174.

PLETZ und LORENZ sehr erheblich verändert worden. Aber die Widersprüche zwischen diesen Beobachtern und zwar nicht nur in der Bewertung des Beobachtungsmaterials, sondern auch in Bezug auf die Beobachtungen selbst sind so große, daß es noch nicht möglich ist, zu einer einwandfreien Übersicht des Gebirgsbaues zu gelangen.

Als das bezeichnendste Merkmal der Struktur des Rhätikon erscheint die scharfe Drehung im Streichen der Schichten, das aus der für die ganze Nördliche Kalkzone normalen WO Richtung in eine meridionale umspringt. Anstatt über den Rhein fortzusetzen, wenden sich die Nördlichen Kalkalpen, bevor sie denselben erreichen, in einem rechten Winkel nach Süden. Die Kreide- und Flyschketten des Bregenzer Waldes zeigen sich durch den Rhätikon in gleicher Weise beeinflußt, wie dieser selbst wieder in seiner Streichrichtung durch den nordwestlichen Vorsprung des Silvrettamassivs. Diese kristallinische Ecke bildet, wie E. v. MOJSISOVICS gezeigt hat, das tektonische Zentrum, das die Falten des Rhätikon in einem scharfen Bogen umgehen.

Der Bau des Rhätikon wird nach E. v. MOJSISOVICS beherrscht durch drei aus dem normalen, WO gerichteten in ein meridionales Streichen umbiegende Bruchlinien, die das Gebirge in vier Schollen zerlegen. Diese sind die Zimbascholle mit dem Hauptzuge des Rhätikon (Kulminationspunkt: Scesaplana 2968 *m*), die Alpilascholle, die Gorvionscholle und die Dreischwesternscholle. Die dem kristallinischen Grundgebirge zunächst liegende Zimbascholle enthüllt in ihrem WO streichenden Abschnitt auf dem rechten Illufer (Davennagebirge) eine regelmäßig vom Grundgebirge abfallende Schichtfolge, deren jüngste Abteilungen an dem Bruchrande im Norden liegen. Nach der Umbiegung des Streichens in die meridionale Richtung aber kehrt sie die Schichtköpfe der tiefsten Formationsglieder gegen Norden und Westen. Die drei äußeren Schollen zeigen regelmäßig an dem inneren Bruchrande die jüngeren Schichten, während ihre stratigraphische Basis an den äußeren Bruchrand zu liegen kommt. Im Zusammenhange mit der Umbiegung nach Süden erfolgt regelmäßig eine dachziegelförmige Überschiebung der inneren Schollen über die äußeren, so daß der größte Teil des Rhätikon eine typische Schuppenstruktur aufweist.[1])

Bis zum Cavelljoch im Osten ist der Hauptdolomit der Trias das formengebende Element im Landschaftsbilde des orographischen Rhätikon-Hauptkammes, dessen Verlauf quer auf das tektonische Streichen gerichtet ist.

[1]) A. ROTHPLETZ. (Geolog. Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die Rhätische Überschiebung. München 1900, S. 66—108) weicht von dieser Auffassung in wesentlichen Punkten ab. Er erkennt innerhalb des Triasgebirges nur eine Wechselfläche an, jene zwischen Gorvion- und Zimbascholle. Die Grenzflächen der übrigen Schollen gegen einander hält er für vertikale Verwerfungsspalten. Dreischwestern- und Alpilascholle besitzen im Gegensatze zu der komplizierten Zimbascholle einen flachen Faltenbau. Die letztere besteht aus engen, steil gestellten Falten. Besonders auffallend ist die senkrecht stehende Synklinale der Zimbakette mit einem schmalen Zuge von Flysch als Muldenkern.

Östlich vom Cavelljoch bestehen die großen Gipfel des Hauptkammes, wie Drusenfluh (2829 *m*) und Sulzfluh (2820 *m*) nicht mehr aus triadischen Gesteinen sondern aus Nerineenkalken des Tithon.[1]) Das Tithon bildet hier klotzige, in prallen Wänden abstürzende Gebirgsstöcke, deren breite Scheitelflächen kleine Plateaugletscher tragen. Die zwischen den einzelnen Bergstöcken eingetieften Scharten besitzen den Charakter von Lückenpässen (Grubenpaß, Schweizertor), deren Bildung von Tarnuzzer[2]) mit den „zum Streichen der Gebirgsschichten senkrecht gerichteten Brüchen und Absenkungen" in Beziehung gebracht wird.

Entlang dem Südabhange des (orographischen) Rhätikon-Hauptkammes werden die meridional streichenden Schollen des Rhätikon quer auf ihr Streichen an einem System großer Störungslinien gegen das von alttertiärem Flysch erfüllte Gebiet des Prättigau abgeschnitten. Die Flyschregion des Prättigau ist von der Mehrzahl der älteren Beobachter als ein Senkungsfeld aufgefaßt worden, doch haben die Untersuchungen von Steinmann,[3]) Rothpletz und Lorenz gezeigt, daß die tektonischen Verhältnisse in der Tat noch erheblich komplizierter sind, als es die Darstellungen von E. v. Mojsisovics, Suess, Heim und Tarnuzzer erkennen ließen. Die Kalkzone der Nordostschweiz scheint sich im Norden des Walensees zu gabeln. Während der eine Ast in nordöstlicher Richtung über den Säntis zum Bregenzer Wald zieht, streicht der zweite — die Fortsetzung der Churfirsten und der Glarner Überschiebung — nach OSO ins Prättigau und taucht hier unter eine ausgedehnte, vielfach zusammengestauchte Decke von Oligocänflysch[4]) hinab, deren Unterlage nur an ihrem westlichen Rande sichtbar wird. Über diesen Flysch des Prättigau ist das Trias- und Juragebirge des Rhätikon südwärts überschoben. Der Rhätikon greift auf diese Weise nach drei Seiten hin über Gesteine von helvetischem Typus über, die anormal unter die Überschiebungsdecke einfallen. Ob der Flysch auch in die Zusammensetzung des Kalkgebirges eintritt, ist eine zwischen Steinmann, Lorenz und Rothpletz kontroverse Frage.

Das von E. v. Mojsisovics vermutete Eingreifen von Jura- und Kreidebildungen in helvetischer Entwicklung in den Rhätikon selbst entlang dessen südlicher Abdachung ist zwar von Steinmann und Rothpletz entschieden in Abrede gestellt, jedoch von Lorenz in einer kürzlich erschienenen Arbeit über die Struktur des südlichen Rhätikon[5]) in einer allerdings wesentlich

---

[1]) G. A. Koch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 373.

[2]) C. Tarnuzzer. Der geologische Bau des Rhätikongebirges. Sep.-A. aus dem 35. Jahresber. d. Naturf.-Ges. Graubündens, S. 67.

[3]) G. Steinmann. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer II. T., Ber. d. Naturf.-Ges. Freiburg i. B., Bd. X, Heft 2, insbes. S. 226—230, 271—280, 287.

[4]) Das oligocäne Alter der noch von Heim als jurassisch gedeuteten Bündner Schiefer des Prättigau ist erst im Jahre 1901 von Lorenz durch Fossilfunde erwiesen worden.

[5]) Th. Lorenz. Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies, II. T. Ber. d. Naturf.-Ges. in Freiburg i. B. 1901, Bd. XII, S. 34—95.

modifizierten Form wieder verteidigt worden. In seiner „Monographie des Fläscherberges“[1]) hat LORENZ den Nachweis versucht, daß am Fläscherberge allerdings die helvetische Facies aufhört, daß aber in der Falknisskette, dem westlichen Ende des Rhätikon, keineswegs die austroalpine Entwicklung der Sedimente ihren Anfang nimmt. Es macht sich vielmehr im südlichen Rhätikon eine Mischfacies geltend, eine Entwicklung ähnlich derjenigen, wie sie in den Klippen am Nordrande der Schweizer Alpen (Vierwaldstätter und Iberger Klippenregion) auftritt. Es würde somit die tektonische Grenze der Ostalpen mit der Faciesgrenze der helvetischen und austroalpinen Region nicht scharf zusammenfallen.

An zwei Stellen erscheinen auf der Südseite des Rhätikon ophiolitische Eruptivgesteine von mutmaßlich sehr jugendlichem (postoligocänem) Alter. Sie werden im Norden des Grauspitz (Falknisskette) durch Spilite, am Tilisuna-Schwarzhorn nördlich der Sulzfluh durch Spilite und Serpentine vertreten. Ophiolitische Aufbrüche ähnlicher Art finden sich auch an der Nordgrenze der Kalkzone gegen den Flysch des Bregenzer Waldes bei Oberstdorf im Algäu.

Die Struktur des südlichen Rhätikon vom Falkniss bis zum Cavelljoch wird von den drei Beobachtern, welche diesen Gebirgsstreifen in der letzten Zeit untersucht haben, in so verschiedener Weise dargestellt, daß es nicht möglich ist, aus der Literatur ein klares Bild der Tektonik zu gewinnen.

Schon F. v. RICHTHOFEN hat darauf hingewiesen, daß die Kette Drusenfluh—Sulzfluh nur scheinbar eine tektonische Fortsetzung der Scesaplana darstellt. In Wahrheit bildet sie eine selbständige, gegen N fallende und die Schichtenköpfe dem Prättigau zukehrende Schuppe, die von STEINMANN und LORENZ als eine Fortsetzung der Falknisskette aufgefaßt wird. Die aus S-Faltung hervorgegangene Schuppenstruktur der Falknisskette geht hier seitlich in wurzellose Klippen über.

Zu einem schmalen Streifen zusammengedrückt begleiten die mesozoischen Bildungen weiterhin mit annähernd meridionalem Streichen den Ostrand des Prättigau. Die ganze Nördliche Kalkzone erscheint hier zu einem nur wenige Kilometer breiten Bande zwischen dem kristallinischen Silvrettamassiv und dem Flysch des Prättigau reduziert. Für die Lagerungsverhältnisse in diesem Streifen von Sedimentärgesteinen sind TARNUZZERS Profile lehrreich, insbesondere jenes im Hintergrunde des Gafientales, wo man nicht nur einer völlig verkehrten Lagerung aller Schichtglieder, sondern auch einer mehrfachen Wiederholung derselben an parallelen Überschiebungsbrüchen begegnet. Bei Klosters tritt zum ersten Male wieder der Fall ein, „daß der Gneis in normaler Weise die Grundlage für alle nun folgenden Sedimente bildet.“ Hinter Monbiel sinken die letzteren gegen die Landquart zur Tiefe hinab. Dies ist das südöstliche Ende des Rhätikons.

Alle Beobachter stimmen in der Annahme gewaltiger Überschiebungen am Rande des Rhätikon über das im S, W und N vorliegende Gebirge

[1]) Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz. X. Liefg. 1900.

von helvetischer Entwicklung überein. Aber die Bedeutung dieser Überschiebungen wird von ihnen in sehr verschiedener Weise bewertet. Am weitesten geht ROTHPLETZ, der die Meinung vertritt, daß die ganze triadische Kalkmasse des Rhätikon nicht mit ihrer Unterlage in der Tiefe des Urgebirges wurzle, sondern von Osten her als eine Schubmasse über das basale Gebirge von helvetischer Entwicklung hinübergeschoben sei.

Die mit der Umbiegung der Schichten im Rhätikon korrespondierende Sigmoide in den helvetischen Falten des appenzellerisch-vorarlbergischen Kreidegebietes spricht indessen durchaus nicht für die gegenseitige tektonische Unabhängigkeit beider Gebirge. Ebensowenig läßt sich der normale Zusammenhang des Rhätikon-Hauptzuges (Davenna-Gebirge, Zimbascholle) mit dem kristallinischen Grundgebirge der Silvretta (E. v. MOJSISOVICS l. c. p. 164) mit der Auffassung des Rhätikon als einer Deckscholle vereinigen.

Eine wesentlich andere Meinung vertritt LORENZ, der die Überschiebung über das helvetische Gebirge des Bregenzer Waldes und jene gegen das Prättigau verschieden bewertet. Die letztere, ein Teil der großen „rhätischen Überschiebung“ STEINMANNS, entspricht einer Bogenfalte, die älter ist als die dem normalen NO Streichen der Alpen entsprechende Hauptfaltung. Dieses Zusammentreffen von zwei, in ihren Streichrichtungen aufeinander senkrecht stehenden Faltungen erscheint ihm als der eigentliche Grundzug der Struktur des südlichen Rhätikon.

In den Lechtaler Alpen erscheint das normale Streichen der Nördlichen Kalkzone wiederhergestellt. Den Übersichtsaufnahmen von F. v. RICHTHOFEN und C. v. GÜMBEL zufolge ist ein System von mächtigen, parallelen Faltenzügen („Hebungswellen“ v. RICHTHOFENS), deren Streichrichtung nur unbedeutend um jene der ganzen Zone schwankt, das Grundelement im Gebirgsbau dieser Gruppe. Entlang dem Südrande der Triaszone sind die Hebungswellen zumeist in ihrer reinsten Gestalt als regelmäßig gebaute Gewölbe ausgebildet, deren Abfall zu dem großen, die Kalkalpen von den Zentralalpen scheidenden Längental allerdings lokal durch Brüche kompliziert wird. In dieser südlichsten Coulisse von Hebungswellen stehen die bedeutendsten Erhebungen der Gruppe, darunter der Kulminationspunkt der gesamten Nordkalkalpen, die Parseyerspitze (3038 *m*). In den weiter gegen Norden folgenden Faltenzügen treten in der Regel an Stelle der normalen windschiefe Gewölbe mit steiler geneigtem Nord- und flach einfallendem Südschenkel. Mit der Entfernung von der kristallinischen Zentralzone wachsen im allgemeinen die Unterschiede in der Neigung der beiden Schenkel. In der Nähe des Lechtales und nördlich von demselben machen sich bereits nordwärts gerichtete Überfaltungen und lange hinstreichende aus solchen hervorgegangene Überschiebungen an Wechselflächen geltend. Die Grenze gegen die Flyschzone ist allenthalben eine solche Überschiebung, ohne daß es jedoch bis zu einer deckschollenförmigen Zerfransung des Überschiebungsrandes käme. Im Algäu nimmt nach C. v. GÜMBELS Beschreibung die Überschiebungsfläche auf weite Strecken sogar eine fast vertikale Stellung an, ein Beweis dafür, daß es

sich nur um eine randliche Überschiebung der Triaszone handelt und ein starkes Argument gegen jene Hypothesen, in welchen Teile dieser Triaszone (Rhätikon) die Rolle von wurzellosen Massen spielen.

Erhebliche Komplikationen der Struktur weist die Gruppe des Hochvogel (2589 *m*) auf, in der F. v. RICHTHOFEN[1]) an beiden Gehängen des Horntales eine doppelseitige Überschiebung nachwies. Das Profil einer ähnlichen doppelseitigen Überschiebung von Jura durch Trias hat NEUMAYR[2]) aus der Umgebung von Reutte zwischen Gernspitz und Gachtspitz gegeben.

Die Höhenzüge und die den Charakter von Längentälern tragenden Hohlformen wie das Lechtal folgen keineswegs genau dem Streichen der einzelnen Hebungswellen, sondern schneiden die letzteren zumeist unter schiefen Winkeln. In dem Aufbau der Lechtaler Alpen spielen die Algäuschiefer des Lias und der Hauptdolomit beziehungsweise Dachsteinkalk der Trias die wichtigste Rolle. In der Physiognomie des Gebirges kontrastieren beide Schichtglieder in sehr auffallender Weise. Die Schiefer- und Hornsteinschichten des Lias bilden teils breite Mulden, an welche die üppigen Almweiden des Algäu geknüpft sind, teils scharfkantige, pyramidenförmige Gipfel, die trotz der Steilheit ihrer Flanken fast durchwegs begrünt sind und nur ausnahmsweise den nackten Fels hervortreten lassen. Die Höfats (2260 *m*) bei Oberstdorf kann als der Typus eines solchen liasischen Berges im Algäu gelten. In den schroffen, wildzerrissenen, bei gleicher Steilheit vegetationslosen Kämmen des Hauptdolomits gelangt die Großartigkeit des rauhen Kalkhochgebirges zu einem charakteristischen Ausdruck. Der Hauptdolomit ist hier bei weitem das mächtigste Schichtglied des Triassystems. An vielen Stellen liegen die Carditaschichten unmittelbar auf Partnachmergeln. Die gewaltige Wettersteinkalk-Entwicklung, die weiter im Osten so sehr dominiert, fehlt westlich von Landeck vollständig und greift nur im Zuge der Heiterwand in die Gruppe der Lechtaler Alpen ein.

Anders liegen in dieser Beziehung die Verhältnisse in dem Hochgebirgszuge der Nordtiroler Kalkalpen vom Fernpaß bis zum Inn. Lokal zu sehr beträchtlicher Mächtigkeit anschwellende Massen von Wettersteinkalk sind in dem Aufbau der drei westlichsten Ketten dieser Gruppe, des Tschirgant (2366 *m*), der Mieminger Berge (Obere Platte 2717 *m*) und des Wettersteingebirges (Zugspitze 2968 *m*), das maßgebende Gestein und herrschen auch noch in den Ketten der Karwendelgruppe bis zum Achensee bei weitem vor. Schiefe Falten und mit diesen kombinierte Überschiebungen sind auch hier die Grundelemente der Gebirgsbildung. Spezialaufnahmen, die einen Einblick in die Details der Struktur dieses Abschnittes der Kalkzone ermöglichen, liegen für das Wettersteingebirge von GÜMBEL, für die Gegend nördlich von Innsbruck neben älteren Arbeiten von A. PICHLER und

[1]) F. v. RICHTHOFEN. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XII, S. 129.

[2]) M. NEUMAYR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 270.

E. v. Mojsisovics von Ampferer und Hammer,[1]) für die nordöstliche Hälfte des Karwendelgebirges von Rothpletz[2]) vor.

Der Hochgebirgsteil des Karwendelgebirges nördlich von Innsbruck besteht aus vier Ketten. In diesen Ketten herrscht fast ausnahmslos ein gegen Norden einseitiger oder überschlagener Faltenwurf. Die Gewölbe der Falten sind selten in ihrer ursprünglichen Form erhalten, sondern zumeist von Brüchen zerstückelt, deren inniger Zusammenhang mit der Faltung des Gebirges unverkennbar ist. Meist sind die Antiklinalen aus drei Schollen derart zusammengesetzt, daß der höchste Gewölbeteil auf beiden Seiten gegen die Schenkel abbricht und so den Eindruck hervorruft, als würde auf zwei enge zusammengedrückten, steilen Schollen eine dritte flache, wie ein First liegen. Eine eigenartige Zone tiefer Einbrüche, in denen Hauptdolomit, Lias und Jura in querliegenden Schollen erhalten sind, und energischer Pressungen schneidet die Karwendelfalten schräge ab und legt sich zwischen diese und die Schiefergesteine der Zentralalpen.

Neben den genetisch mit den Faltungen verknüpften und wohl als die Folgeerscheinungen einer teilweise gehemmten und verschleppten Aufwölbung zu deutenden Brüchen findet sich allerdings auch eine Anzahl von Störungen, die in keine augenscheinliche Beziehung zu den Falten zu bringen sind. Rothpletz sowohl als Ampferer und Hammer sind geneigt, diese Brüche für älter zu halten als die Faltung, der sie gewissermaßen als Ansatzstellen gedient haben.

In der Plastik des Gebirges gelangt die auf dem Faltenbau beruhende Kettenbildung in den Nordtiroler Kalkalpen zu einer ausgezeichneten Entwicklung. Für die Physiognomie dieses Abschnittes der nördlichen Kalkalpen mag auf die treffliche Schilderung F. v. Richthofens[3]) verwiesen werden.

Das östliche Ende der Karwendelgruppe im NW des Achensees ist von zahlreichen mit Horizontalverschiebungen verbundenen Querstörungen durchsetzt. Auch das Tal des Achensees selbst entspricht nach Clark[4]) einer solchen Querstörung, die durch die Erosion erweitert wurde. Das jugendliche Alter der flachen Schwelle zwischen Achensee und Inn ist von Penck[5]) nachgewiesen worden.

Der Achensee bildet die Grenze zwischen zwei ungleichartigen Typen der Gebirgsbildung. Den intensiv gefalteten Ketten des Karwendelgebirges „mit ihren langgestreckten, überkippten Mulden, den Sätteln mit den geborstenen eingesunkenen Scheitelzonen“ steht im Osten eine ruhiger gelagerte Schichtplatte, das Sonnwendjochgebirge[6]) gewissermaßen als ein Vor-

[1]) O. Ampferer und W. Hammer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 289—374.

[2]) A. Rothpletz. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenver., Bd. XIX, 1888, S. 401—474.

[3]) F. v. Richthofen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. X, 1859, S. 77, 78.

[4]) W. B. Clark. Über die geologischen Verhältnisse nordwestlich vom Achensee. Inaugural-Dissert. München 1887.

[5]) A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen, S. 157.

[6]) E. v. Mojsisovics. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXI, 1871, S. 197.

läufer der salzburgischen Plateaustöcke gegenüber. Dem südwestlichen Teil dieser Platte sind Lias- und Jurakalke aufgesetzt. Über den mergeligen Kössener Schichten erscheint hier als Vertreter der oberen Dachsteinkalke GÜMBELS ein weißer Riffkalk, dessen Verzahnung mit roten Liaskalken den Nachweis gestattet, daß die Korallriffacies am Sonnwendjoch aus der rhätischen Epoche ununterbrochen in den Lias fortsetzt.[1]) Auch sonst sind in den bayrischen Voralpen rhätische Dachsteinkalke und unterer Lias an vielen Stellen faciell enge verbunden (Hochfellenschichten, Garlandschichten). Auf den Liaskalken lagert eine vielfach zerstückelte Krone von jurassischen Aptychenschichten.

In der Decke der rhätischen und Juragesteine sind von WÄHNER mehrere nordwärts überschobene Falten beobachtet worden. Aber der triadische Sockel des Sonnwendjochgebirges stellt nach AMPFERER[2]) eine flach nach S geneigte, ruhig gelagerte, nur an den Rändern von tiefgreifenden Versenkungs- und Aufschiebungszonen eingefaßte Platte dar. AMPFERER vergleicht sie mit einer von Faltenwellen umbrandeten Insel, in der die faltenden Bewegungen wohl die Decke, nicht aber den Unterbau zu bewältigen vermochten. Die stärkere Zusammenfaltung des Karwendelgebirges im Vergleich zur Sonnwendjochplatte kommt deutlich in einer Muldenschlinge zum Ausdruck, mit der der innerste unter den Voralpenzügen der Karwendelgruppe die erheblich gegen N vorspringende Nordwestecke der Sonnwendjochplatte umfaßt. In der Region dieser Muldenschlinge, der die durch ihren Fossilreichtum bekannten Liasschichten des Pfonsjoches angehören, sind die Druckwirkungen zu den mannigfaltigsten Überschiebungen und Zerreissungen gesteigert.[3])

Im Gegensatze zu der südlichen Hochgebirgszone der Nordtiroler Kalkalpen ist die breitere aber niedrigere nördliche Voralpenzone durch ein Zurücktreten der Wettersteinkalk-Entwicklung gekennzeichnet. Die Voralpenzüge bestehen vorwiegend aus Hauptdolomit, in dessen Mulden Lias, Jura und Kreidegesteine eingefaltet liegen. Nur in der Nähe der Nordgrenze der Voralpenzone gegen das Flyschgebirge tritt in der Gruppe der Vilser Alpen und in einem über die Benediktenwand und den Wendelstein bis

[1]) H. LECHLEITNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 204. — A. PICHLER' ibid. 1886, S. 311. — F. WÄHNER, ibid. 1886, S. 195 und Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenver. 1891, S. 118 ff.

[2]) O. AMPFERER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 104.

[3]) Kurz vor der Drucklegung dieses Abschnittes ist der erste Teil der groß angelegten Monographie des Sonnwendgebirges von F. WÄHNER erschienen. Aus derselben mögen an dieser Stelle die folgenden Punkte hervorgehoben werden: Von der Trias bis zum obersten Jura herrscht eine konkordante Schichtfolge in den mesozoischen Bildungen. Die Schuppenstruktur in den jüngeren Gesteinen der Decke bietet insofern besonderes Interesse, als bei einzelnen Schuppen die Entstehung aus liegenden Falten nachgewiesen werden kann, indem die Umbiegungsstellen der ursprünglichen Falten noch teilweise erhalten sind. Die jurassische Hornsteinbreccie, die an der Stirnseite der Falten lokal zu besonders mächtiger Entwicklung kommt, wird von WÄHNER auf die aus der Zertrümmerung und Zerreissung des schon von Anfang an kurz angelegten Mittelschenkels zurückgeführt.

zur Kampenwand streichenden Zuge älterer Triasgesteine der Wettersteinkalk noch einmal als ein formengebendes Element des Gebirgsbaues auf. Seit der älteren zusammenfassenden Darstellung von Gümbel sind einzelne Abschnitte dieses zum überwiegenden Teile auf bayrischem Gebiete gelegenen Voralpenzuges Gegenstand eingehender Spezialmonographien geworden. So wurden in solchen die Vilser Alpen von Rothpletz,[1]) die Hohenschwangauer Alpen von Böse,[2]) das Ammer- und Laabergebirge von Söhle,[3]) die Farchanter Alpen durch Heimbach,[4]) der Wendelstein von E. Fraas[5]) behandelt. Besonderes Interesse darf das Wendelsteingebiet infolge der Klarheit der Aufschlüsse und der reichen Gliederung der Trias- und Jurabildungen beanspruchen, die hier vom Muschelkalk bis zu den Aptychenschiefern des Tithon in einer Entwicklung vertreten sind, wie sie schöner und paläontologisch reicher kaum an anderen Lokalitäten vorkommt.

An der Stelle des Inndurchbruches bei Kufstein tritt eine leichte Horizontalverschiebung der Faltenzüge der Triaszone gegen Norden ein. Sie wird, wie aus den Aufnahmen von E. v. Mojsisovics (l. c. p. 197) hervorgeht, durch eine Verschiebung der Jura-Neocom-Mulde des bayrischen Grenzgebirges und durch eine Drehung im Streichen der Schichten vom Ebser Kaiser zum Zug des Pendling bei Kufstein und vom Wilden Kaiser zu jenem des Bölf gekennzeichnet. Mit dieser sigmoiden Wendung im Streichen der Falten fällt eine Erniedrigung, ein Abflauen der letzteren zusammen. Ritter und Lugeon haben gezeigt, daß einige der bedeutenderen Quertäler auf dem Nord- beziehungsweise Westabhange der Westalpen, insofern in der Struktur des Gebirges begründet sind, als sie den quer auf das Hauptstreichen der Falten verlaufenden Mulden, oder vielmehr solchen Stellen entsprechen, wo die Achsen sämtlicher Falten, die das Tal durchschneidet, eine erhebliche Erniedrigung aufweisen. Diese Erklärung darf in gewissem Sinne wohl auch für das Inntal bei Kufstein als zutreffend erachtet werden. Schon die erste, mittelcretacische Faltung der nördlichen Kalkzone scheint mit einer derartigen transversalen Depression der Falten innerhalb der Sigmoide bei Kufstein verbunden gewesen zu sein, da nur an dieser Stelle in der gesamten Kalkzone westlich von der Salzach eine Bucht des alttertiären Meeres vom Alpenrande entlang dem Inntal bis Brixlegg eingriff.[6]) Unter den alttertiären Vorkommen des Unterinntales behauptet die Bucht von Häring sowohl durch ihre räumliche Ausdehnung als durch das Vor-

[1]) A. Rothpletz. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. Paläontographica, Bd. XXXIII, 1886.

[2]) E. Böse. Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahreshefte, VI, 1893, S. 1—48.

[3]) U. Söhle. Geologische Aufnahme des Laabergebirges bei Oberammergau. Geogn. Jahreshefte, IX, 1896 und Das Ammergebiet, ibid. XI, 1898, S. 1—51.

[4]) Heimbach. Geologische Aufnahme der Farchanter Alpen. München 1895.

[5]) E. Fraas. Das Wendelsteingebiet. Geogn. Jahreshefte. III, 1890, S. 65—99.

[6]) Über die Lagerungsverhältnisse der Häringer Schichten im Inntal vergl. E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 243 u. 388.

kommen abbauwürdiger Braunkohle die hervorragendste Stelle. Das von den Häringer Schichten gebildete Terrain stellt sich als ein Mittelgebirge dar, das allenthalben durch mächtige glaciale Schottermassen bedeckt wird. In Spalten des triadischen Grundgebirges und in der Gestalt dem letzteren eingekeilter Lappen findet man die alttertiären Süßwasserbildungen zum Teil in bedeutender Höhe über der heutigen Talsohle.

Daß bei der Anlage des Inndurchbruches tektonische Vorgänge eine wesentliche Rolle gespielt haben und daß die Mitwirkung der Erosion bei der Ausgestaltung desselben eine beschränkte war, wird auch durch Schlossers[1]) Beobachtungen am Heuberg und Riesenkopf bestätigt. Diese Berge stehen zu beiden Seiten des Inntales und bilden gegen das letztere sich neigende und in Staffelbrüchen treppenförmig absinkende Mulden.

Die Fortsetzung des Pendlingzuges bildet auf dem rechten Innufer das Kaisergebirge. Es besteht aus zwei, durch das Kaisertal getrennten Ketten, deren südliche im Wilden Kaiser eine imposante Flucht kühn gestalteter, schroffer Felsbildungen entfaltet, während die nördliche im Zahmen oder Ebser Kaiser hinter ihr ebenso sehr an Höhe wie an Großartigkeit zurückbleibt. Beide Ketten sind die Gegenflügel einer großen Mulde und als solche eine tektonische Einheit. In dem südlichen Flügel dieser Mulde bildet der Gipfelzug des Hohen Kaiser eine nordfallende Längsscholle von Wettersteinkalken, die auf der Nord- und Südseite von je einer streichenden Verwerfung begrenzt wird. Entlang diesen beiden Verwerfungen stoßen auf bedeutende Erstreckung Carditaschichten zu beiden Seiten unmittelbar an den Wettersteinkalk des Hohen Kaiser an. Da in dem südlichen Flügel der erwähnten Synklinale alle Schichten regelmäßig nach Norden einfallen, galt das Profil durch den Hohen Kaiser lange Zeit hindurch als beweisend für die Existenz von zwei altersverschiedenen Carditahorizonten im Liegenden und Hangenden des Wettersteinkalkes, ehe die Begrenzung des Wettersteinkalkzuges der Gipfelregion durch Längsbrüche erkannt worden war.[2])

Das Kaisergebirge stellt den östlichsten der durch mächtige Entwicklung des Wettersteinkalkes ausgezeichneten nordtirolischen Faltenzüge dar. In den weiter gegen Osten folgenden Plateaustöcken des Steinernen Meeres und Hochkönigs ist eine Vertretung des Wettersteinkalkes nur noch in unansehnlichen Bänken eines weißen dolomitischen Kalkes über dem schwarzen Muschelkalk zu erkennen, während die Hauptmasse der Plateaukalke in das Dachsteinkalkniveau fällt.

Vom Rhätikon bis zum Kaisergebirge wird der Bau der Nördlichen Kalkalpen durch schiefe Falten beherrscht, neben denen Senkungsbrüche nur untergeordnet auftreten. Wo man im Gebiet dieser oft auf weite Strecken — bis zu 80 *km* — mit großer Regelmäßigkeit fortstreichenden Falten Ver-

[1]) M. Schlosser. Neues Jahrb. f. Min. 1895, I, S. 75 ff.

[2]) Vergl. insbes. A. Bittner (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1890, Bd. XL, S. 437—446). Doch ist mit C. v. Gümbel und Rothpletz an der Zugehörigkeit der Gipfelkalke des Kaisergebirges zum Wettersteinkalk festzuhalten.

werfungen antrifft, erkennt man zumeist nahe genetische Beziehungen zwischen beiden. Diese Verwerfungen sind zum überwiegenden Teile Wechselflächen, denen man überall dort begegnet, wo ein energisches Emporpressen eines Faltenschenkels stattfand. Östlich vom Kaisergebirge, aus der Gegend von Waidring bis Windisch-Garsten, macht sich dagegen ein anderer tektonischer Grundtypus in der Struktur der nördlichen Triaszone geltend. Schiefe Falten in normaler Ausbildung erscheinen hier auf den unmittelbar an die Flyschzone anstoßenden, nördlichen Saum der Kalkalpen beschränkt, während sie in dem südlichen, der Hochgebirgsregion zufallenden Abschnitte der Kalkzone eine Rolle zu spielen aufhören. An ihre Stelle treten flache weit gespannte Faltenwellen und gewaltige, bis an die Basis der Trias hinabreichende Senkungsbrüche. Im Gegensatze zu dem Kettenbau der nordtirolischen Gebirgszüge begünstigt dieser salzburgische Strukturtypus die Entstehung schollenförmiger, durch die einzelnen Brüche bis zu einem gewissen Grade individualisierter Massen und infolge der nicht selten auf bedeutende Erstreckung schwebenden Lagerung der Schichten die Ausbildung von Hochplateaus. Dabei darf allerdings nicht übersehen werden, daß die Faltungsregion lokal auch in das Kalkhochgebirge eingreift, wie die gewaltigen Überschiebungen am West- und Nordrand der Göllkette und im Salzgebirge von Berchtesgaden beweisen, und daß eine scharfe Grenze zwischen Bruch- und Faltungszone wohl überhaupt nicht vorhanden ist.

Der tektonische Gegensatz zwischen der östlichen und westlichen Hälfte der Nordkalkalpen ist von niemandem klarer gekennzeichnet worden als von E. v. Mojsisovics.[1] „Es besteht ein sehr einschneidender Unterschied im Bau des Gebirges zwischen den Alpen des Salzkammergutes und Salzburgs gegenüber den Kalkalpen Nordtirols. Während dort bis an die Basis der Trias hinabreichende Bruchlinien die Gebirge in eine Anzahl von Gruppen zerlegen, deren jede einzelne eine gewisse tektonische Selbständigkeit erlangt, herrscht in den Kalkalpen Nordtirols ein schön ausgebildeter Faltenbau, welcher das Gebirge in parallel zu einander streichende, weithin verfolgbare Züge entrollt. Nur an dessen Südrande, am linken Ufer des Inn, treten die tiefsten Triasglieder zu Tage und keine der nördlicher gelegenen parallelen Falten dringt mehr zu denselben hinab. Ein vollständiges Bild der Trias gewährt daher nur der dem Inn zugewendete Abhang des Gebirges.“

Das wichtigste Element im Bau der durch das Überwiegen von Brüchen gekennzeichneten Kalkstöcke ist der obertriadische Dachsteinkalk beziehungsweise dessen Äquivalente. Aus Bildungen dieses Alters besteht die Hauptmasse aller Plateaustöcke, die von den Loferer- und Leoganger Steinbergen bis zum Wiener Schneeberg als südlicher Schichtenkopf der Kalkzone die große Depression am Nordrande der Zentralalpen überragen. Diese longitudinale Depression bezeichnet von Schwaz in Tirol bis Gloggnitz in Niederösterreich die Südgrenze der Nördlichen Kalkzone gegen die Zentralzone der Ostalpen. Sie entspricht einem fortlaufenden, streifenförmigen Bande von paläo-

[1] E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 328.

zoischen Schiefern und Werfener Schichten, über dem die Südabstürze der Kalkzone mit mächtigem Schichtenkopf aufragen. Ihre Ausbildung ist ein Werk der Denudation, wenn auch die erste Anlage jedenfalls durch tektonische Verhältnisse, insbesondere durch streichende, z. T. mit Überschiebung kombinierte Brüche bedingt war.

Der tektonische Gegensatz zwischen der westlichen und östlichen Hälfte der Nördlichen Triaszone spiegelt sich in der Physiognomie des Gebirges deutlich ab. Hermann von BARTH,[1] hat ihn in treffender Weise charakterisiert.

„Scharf ist die Grenze, scharf der Unterschied zwischen Osten und Westen der Nördlichen Kalkalpen. Sobald der Inn, der von Landeck herab ihren Südfuß bespült, von dem kristallinischen Urgebirge sie geschieden, ihre Mauer durchbrochen hat, sich hinauswendet aus den Alpen in die weite flache Ebene, ändert sich auch die Struktur der Gebirge, die er begleitete. Das Kaisergebirge allein erhebt sich noch ein Rest des Kettenbaues, wie er im Westen des Inndurchbruches Regel, an seinem östlichen Ufer. In ihm kommt noch die westöstliche Streichrichtung der Hauptkämme, die vorwiegende Bildung von Längstälern, ihre Scheidung durch tief eingesattelte Joche von immerhin beträchtlicher Höhe, zur Geltung. Und doch zeigt schon das eine Glied dieser Gruppe, das nördlich gegen das Flachland vorgelagerte, eine entschiedene Neigung zur Hochplateaustruktur. Das nächste bedeutende Kalkgebirge, welchem wir im Osten begegnen, die Loferer Steinberge, sind bereits völlig in diesen Charakter übergegangen. Noch unterscheidet man sie als Kämme, aber so breit und flach dehnen sich die Hügelkare zwischen den Ausläufern, so gleichmäßig fällt der Steilabbruch der ersteren mit den Enden der letzteren zusammen, daß das ganze Gebirge mehr den Eindruck eines breitscheiteligen Stockes mit vereinzelt auf ihm sich erhebenden Gipfeln als den einer verästelten Kette hervorruft. Und nur ein Schritt weiter nach Osten, über die Talung der Saalach hinüber, da stehen wir mitten im typischen Charakter der Ostkalkalpen; da stehen wir im Gebiete der gliederlos, prall aus der Ebene und aus den Tälern aufsteigenden Gebirge, im Gebiete der verworrenen Hügelflächen, vom zähen Krummholze überfilzt, von spärlichen Alpenrasen überzogen, oder nackt und kahl die blendenden Platten auf Meilenweite hin erstreckend — das Karrenfeld, das Steinerne Meer."[2]

Die Gegend von Waidring bezeichnet die Region des Überganges vom nordtirolischen zum salzburgischen Typus. Das Unterberghorn (1769 *m*) bildet den östlichsten Vorposten der nordtirolischen Faltungszone, während die flach gelagerte Kammerkarplatte auf dem rechten Ufer der Chiemseer Ache bereits der salzburgischen Plateauregion angehört.[3]

---

[1] H. v. BARTH. Aus den Nördlichen Kalkalpen. Gera 1874, S. 3.

[2] Vermutlich als erster hat wohl A. SCHMIDL in seinem Werke „Das Kaisertum Österreich" (2. Abt. 1838, S. 8) den Gegensatz in der Plastik der West- und Osthälfte der Nördlichen Kalkalpen in zutreffender Weise hervorgehoben.

[3] E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 277 und Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXI, 1871, S. 204—206.

Der südliche Schichtenkopf der Loferer Steinberge entblößt Werfener Schichten, Guttensteiner Kalk, Ramsaudolomit, Cardita-Oolithe und Dachsteinkalk, die regelmäßig nach Norden einfallend über einander folgen. Die Fortsetzung der Gipfelschichten der Loferer Steinberge tragen auf der Kammerkarplatte noch die Kössener Schichten der rhätischen Stufe mit einer Einlagerung von Korallenkalk (Oberer Dachsteinkalk GÜMBELS) und durch ihren Reichtum an Cephalopoden ausgezeichnete Liasbildungen.

Ähnliche Profile wie in den Loferer Steinbergen trifft man auch auf dem Südabhange der übrigen großen Hochgebirgsstöcke der Salzburger Kalkalpen, der Birnhorn-Gruppe, des Steinernen Meeres, des Ewigen Schnee (Hochkönig), des Hagen- und Tennengebirges. *Halobia rugosa*-Schiefer beziehungsweise Carditaschichten sind zwar nicht in der ganzen Erstreckung der südlichen Abhänge des Kalkhochgebirges, aber doch an zahlreichen Punkten zwischen dem Ramsaudolomit und dem Hochgebirgskorallenkalk der Gipfelregion nachweisbar. Der letztere ist demnach als eine Korallriff-facies des Hauptdolomites oder Dachsteinkalkes anzusehen.[1]) Neben den Riffkalken spielen, insbesondere im Steinernen Meere, auch geschichtete Dachsteinkalke eine wesentliche Rolle.

An den Südabhängen des Tennen- und Immelaugebirges (Ewiger Schnee) zeigen sich die tieferen Triasglieder keineswegs in ruhiger Lage und in ungestörten Profilen, sondern man begegnet hier Werfener Schichten und Guttensteiner Kalken in mehrfacher Wiederholung über einander. Auch gegen das ältere, paläozoische Gebirge im S scheinen Störungslinien den Werfener Schiefer streckenweise abzuschneiden, so bei Bischofshofen oder im SO des Hochkönig.[2]) Überhaupt hat entlang dem Südrande der großen Plateaustöcke auf weite Strecken hin eine bedeutende Aufrichtung der Schichten stattgefunden. So stehen beispielsweise im Steinernen Meere von der Schönfeldspitze bis zum Sommerstein die Bänke des Dachsteinkalkes sehr steil, stellenweise vollkommen senkrecht. Man darf daher die Vorstellung von einer ruhigen, nur durch Verwerfungsbrüche gestörten Lagerung der Schichten in den salzburgischen Triasplateaus nicht zu sehr verallgemeinern.

Das Zentrum der Maximalentwicklung großer Plateaustöcke in den Salzburger Kalkalpen bildet der Kessel von Berchtesgaden. Die Struktur der Berchtesgadener Gruppe mag hier als typisch für den Bau des zwischen der Chiemseer Ache und Steyr gelegenen Abschnittes der nördlichen Triaszone, unter Zugrundelegung des in Fig. 1 gegebenen Profils entlang dem linken Salzachufer, besprochen werden. Ich habe dieses Profil in den Jahren 1885 und 1900 selbst aufgenommen. Für den österreichischen Anteil liegen Detailaufnahmen von A. BITTNER, für den bayrischen solche von E. BÖSE[3])

[1]) Vergl. außer den schon erwähnten Arbeiten von E. v. MOJSISOVICS insbes. FUGGER und KASTNER, Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde 1883 und A. BITTNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 105 ff.

[2]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 101.

[3]) E. BÖSE. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, S. 468—586.

neben den älteren Arbeiten von C. W. v. Gümbel vor. Für das Hagengebirge kommt außerdem die Monographie von A. v. Krafft,[1]) für das Halleiner Gebiet jene von M. Schlosser[2]) in Betracht. Eine übersichtliche Darstellung der Struktur des südlichen Abschnittes der Berchtesgadener Alpen hat G. Geyer[3]) veröffentlicht.

Unser Profil beginnt mit dem Hagengebirge, dessen Hauptmasse aus ruhig gelagerten obertriadischen Riffkalken und geschichteten Dachsteinkalken besteht. Die Abdachungen des Hochplateaus sind durch das Auftreten ausgedehnter Liasablagerungen (Kratz-Alpe, Rennanger Alpe) bemerkenswert. Zwischen die nordwärts fallende Kalkmasse des Hagengebirges und die Kette des Hohen Göll ist die Längsdepression des Torrener Tales und Torrener Joches (1728 *m*) eingesenkt. Sie entspricht einer antiklinalen Aufbruchszone der tiefsten Triasglieder (Werfener Schichten und Ramsaudolomit), die im N und S durch parallele Längsbrüche gegen die obertriadischen Kalke des Hagengebirges und Hohen Göll und deren Liasbedeckung abgeschnitten wird. Die Riffkalke des Hohen Göll (2519 *m*), bilden einen gebrochenen Sattel, dessen nördlicher Flügel in einer Flexur mit scharfer Knickung und senkrechter Aufrichtung, stellenweise sogar überkippt, unter die vorgelagerten jurassischen Schichten der Region des Roßfeldes (1536 *m*) einfällt.

Das Gebiet des Roßfeldes bildet eine Synklinale, in deren Muldenkern

Fig. 1. Profil durch die Salzburger Kalkalpen entlang dem linken Salzachufer.
(Nach den Aufnahmen von Bittner, Schlosser und eigenen Begehungen.)
1 Werfener Schichten und Haselgebirge, 2 Ramsaudolomit, 3 Lärcheckkalk (Schreyeralm-Sch.), 4 Hallstätter Kalk, 5 Dachsteinkalk, 6 Lias (Hierlatzschichten), 7 Oberer Jura, 7a Tithon, 8 Neocom.

[1]) A. v. Krafft. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLVII, 1897, S. 199—224.

[2]) M. Schlosser. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. L. 1898. S. 333—385.

[3]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 298, u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXVI, 1886, S. 273—289.

die Roßfeldschichten des Neocom liegen. Inmitten dieser Synklinale erscheint ein isoliertes Vorkommen von Ramsaudolomit unter Verhältnissen, die den Eindruck hervorrufen, als wäre dieser triadische Dolomit allenthalben von den cretacischen Roßfeldschichten regelmäßig unterlagert. Schon BITTNER[1]) hat die für die Erklärung dieser merkwürdigen Lagerungsverhältnisse in Betracht kommenden Möglichkeiten scharf präzisiert. Überwiegende Gründe sprechen zu Gunsten einer Auffassung der Dolomitkuppe als einer Überdeckungsscholle.

An das Jura-Kreidegebiet des Roßfeldes schließt sich im Norden das Salzgebirge von Hallein, ein Agglomerat einzelner Kuppen und felsiger Höhenzüge, die teils aus Ramsaudolomit, teils aus Hallstätter Kalk bestehen.[2]) Das ganze Gebiet ist durch ein Netzwerk von Störungen in einzelne Fragmente zerbrochen. Im hohen Grade ist insbesondere die Lagerung des salzführenden Haselgebirges gestört, das allenthalben zwischen Schichten von jüngerem Alter eingequetscht ist.

Den Abschluß des hier besprochenen Profils gegen Norden bildet das kleine, aus Schrambach- und Roßfeldschichten zusammengesetzte Kreidegebiet des Götschenzuges (930 *m*). Die sehr gestörte Schichtstellung in diesem Gebiete macht es, BITTNERS Beobachtungen zufolge, wahrscheinlich, daß dessen Grenzen ausnahmslos Brüche, nicht normale Auflagerungsgrenzen der untercretacischen Sedimente auf älteren Gesteinen darstellen.

Gegen Westen bricht der den Hochgebirgsanteil in unserem Profil zusammensetzende Schichtkomplex in Brüchen ab, die sich lokal mit Überschiebungen kombinieren. Westlich vom Königssee erscheint die N und NW geneigte Scholle des Watzmann und Hochkalter durch eine über den Paß von Trischübl ziehende Verwerfung von dem Plateaustock des Steinernen Meeres losgetrennt und dem letzteren gegenüber als die höher liegende. Dieser Verwerfung verdankt der Kamm des Watzmann seine bedeutende relative Höhe. Auch der Plateaustock des Steinernen Meeres ist vielfach von Verwerfungsbrüchen durchsetzt, unter denen einzelne (z. B. am Funtensee) selbst die tiefsten Triasglieder bis in das Niveau der umgebenden Dachsteinkalke emporbringen. Während das Hagengebirge gegen Westen zum Königssee in einer Reihe von Stufen niederbricht, die durch einfache Verwerfungen von einander geschieden werden, sind die tektonischen Verhältnisse am Westabhange des Göllzuges viel komplizierter. Die gesamte Masse des Hohen Göll und Jenner ist hier über die in der Tiefe liegenden jüngeren Sedimente (Kössener Schichten und Lias) geschoben. Auch das Salzgebirge von Berchtesgaden zeigt sich noch von solchen Überschiebungen beeinflußt. Das untertriadische Haselgebirge ist auf weite Strecken über

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 238.

[2]) Über die Hallstätter Faunen des Halleiner Gebirges vergl. auch E. v. MOJSISOVICS, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 277.

Liasfleckenmergel[1]) oder über jüngere Triasglieder entlang SO-NW streichenden Überschiebungsflächen hinaufgeschoben worden.

Unter den durch tiefe Erosionsfurchen individualisierten Plateaustöcken der nordwestlichen Umrandung des Beckens von Berchtesgaden soll hier nur jener des Untersberges (1975 *m*) als der interessanteste kurz besprochen werden. Seine Hauptmasse besteht aus einem homogenen Riffkalk, dessen exakte Gliederung mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden war.[2]) Während die Lagerung über einer durchlaufenden Terrasse von Carditaschichten, das Vorkommen von Megalodonten, Arcesten und Halorellen für eine Vertretung des Dachsteinkalk-Niveaus sprach, wies das Vorkommen tithonischer Fossilien am Nordabhange des Berges mit ebenso großer Bestimmtheit auf eine Vertretung des Plassenkalkes hin. Sehr sorgfältige Begehungen des Terrains ergaben jedoch die Unmöglichkeit, eine Trennung der Plateaukalke in triadische und oberjurassische nach petrographischen Merkmalen vorzunehmen. Stellenweise scheint die Grenzlinie zwischen Dachsteinkalk und Plassenkalk mit Querbrüchen zusammenzufallen. Bemerkenswert ist das lokale Vorkommen von Liaskalken in Hirlatzfacies, die in ganz unregelmäßigen Taschen und gangartigen Spaltenausfüllungen des Dachsteinkalkes auftreten. Die Verbreitung des Lias läßt nach Bittners Meinung die Annahme unumgänglich erscheinen, daß der Ablagerung der den Dachsteinkalken lithologisch durchaus gleichartigen Plassenkalke eine Erosionsperiode vorausging, innerhalb deren die Liasbildungen des Untersberges wieder nahezu gänzlich abgetragen worden sein müssen.[3])

Bis zur Talweitung von Golling im Norden entsprechen die beiden Talseiten des Salzachdurchbruches unterhalb Werfen einander vollkommen. Hagen- und Tennengebirge bilden eine geologisch einheitliche Masse. Diese durchbricht die Salzach in der engen Schlucht des Passes Lueg, die nach dem Urteile von Bittner, Löwl und Wähner außer jedem Zusammenhange mit nachweisbaren Dislocationen des Untergrundes steht. Die Westhälfte des Tennengebirges ist durch flache, ruhige Lagerung ausgezeichnet, die nur am Nordgehänge einem steileren Einfallen gegen NNO Platz macht. Ein scharf durchgreifender Längsbruch, die Fortsetzung der den untertriadischen Horst des Torrenertales im Süden begrenzenden Verwerfung schneidet das Tennengebirge gegen Norden ab. Das nördlich anstoßende Talgebiet der unteren Lammer entspricht, gleich dem Torrener Tal, einem Horst von untertriadischen Gesteinen, aus dem einzelne Züge von petrefaktenführenden Hallstätter Kalken aufragen.[4])

---

[1]) C. W. v. Gümbel. Geogn. Jahresh. I. 1888, S. 180.

[2]) C. v. Gümbel. Geogn. Beschreibung d. bayr. Alpengeb., S. 848 u. 458. — F. v. Hauer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 7. — E. Fugger. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882. S. 157. — E. Fugger und C. Kastner, ibidem, S. 279, ferner Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde. XXVI. — A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 200. 1885, S. 280 u. S. 366.

[3]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 369.

[4]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 4, S. 78—87, S. 99.

Den denkbar schärfsten Gegensatz zu den verwickelten Lagerungsverhältnissen des Gebietes der unteren Lammer bilden die im Norden desselben folgenden, zumeist aus obertriadischen und liasischen Ablagerungen bestehenden Gruppen des Schmittenstein und Osterhorn. Dieses für nordalpine Verhältnisse ungewöhnlich ruhig gelagerte Gebirge steht den kompliziert gebauten Schollen des Roßfeldes, des Halleiner Salzgebirges und des Götschenzuges im Westen der Salzach gegenüber. Die beiden Seiten der Salzach entsprechen daher einander auf dieser Strecke, die man vom topographischen Standpunkte als ein normales Tal ansehen würde, in keiner Weise. In der Osterhorngruppe liegt das durch die Arbeiten von Suess und E. v. Mojsisovics[1]) bekannte Vorkommen rhätischer Ablagerungen.

Wie Bittners Detailaufnahmen gelehrt haben, stimmt in diesem flach gelagerten Gebirgsstücke das Gesamtstreichen nicht mit der scharfen OW Grenze der Flyschzone überein.[2]) In der Nähe der letzteren macht die sonst so ruhige Lagerung Störungen im Bau des Gebirges Platz.

Von Strobl am Wolfgangsee über Abtenau und Annaberg bis St. Martin durchsetzt ein auffallender Querbruch die Nördliche Kalkzone.[3]) Er scheidet die Gruppe des Osterhorns von dem Kater-Haberfeld-Ramsaugebirge und das Tennengebirge vom Dachstein. Die Masse des Tennengebirges spitzt sich in östlicher Richtung scharf keilförmig aus und an ihrem Ostende vereinigen sich die bis dahin getrennten, nördlich und südlich anschließenden, untertriadischen Schollen mit Aufbrüchen fossilführender Hallstätter Kalke (Pailwand). Mit dieser Verschmälerung des Tennengebirges gegen Osten geht ein allmählicher Übergang aus der flachen Lagerung in eine steile Aufrichtung der Dachsteinkalke Hand in Hand, bis südlich von Abtenau fast senkrechte Schichtstellung eintritt.

Die oroplastische Bedeutung der Senke von St. Martin gegenüber dem Salzachdurchbruch zwischen Werfen und Golling hat A. v. Böhm[4]) hervorgehoben. Während die Plateauränder des Hagen- und Tennengebirges, deren Sockel sich in der Salzachschlucht berühren, kaum 5 *km* abstehen, bleiben Tennengebirge und Dachsteinmassiv 16 *km* von einander entfernt. „Östlich vom Tennengebirge bricht der geschlossene Wall des Gebirges ab, es folgt eine tiefe und breite Lücke und jenseits derselben steigen die Dachsteinspitzen auf, den Anfang eines neuen Gebirgsabschnittes bezeichnend."

Über den Bau des Dachsteingebirges liegen außer einer älteren Beschreibung von E. Suess[5]) nur wenige Notizen von E. v. Mojsisovics, Geyer und Böse vor. Der Südabsturz der Dachsteingruppe enthüllt ähn-

[1]) E. Suess u. E. v. Mojsisovics. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 167—200.

[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 4.

[3]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 291. — A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 358—367.

[4]) A. v. Böhm. Einteilung der Ostalpen l. c., S. 322.

[5]) E. Suess in F. v. Hauer. Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., Bd. XXV, 1857, S. 305 ff.

liche Profile, wie sie an dem südlichen Schichtenkopf der westlicher gelegenen Plateaustöcke des Steinernen Meeres und Hochkönig von E. v. Mojsisovics, Fugger, Bittner und Böse beobachtet wurden. Fast allenthalben aber ist die Regelmäßigkeit der Lagerung durch Störungen unterbrochen und das Gebirge durch Verwerfungen in Einzelschollen zerstückelt.

In keinem der nordalpinen Kalkstöcke gelangt der Dachsteinkalk zu so gewaltiger Mächtigkeit (bis 1500 *m*) und Ausdehnung, als auf dem Dachstein selbst. An eine südliche Zone von Korallriffkalk lehnen sich von Norden her die geschichteten Dachsteinkalke, die im allgemeinen von der Riffmasse nordwärts abfallen. Die staffelförmige Zerteilung der zentralen Plateauteile durch Verwerfungspalten ist schon von Suess erkannt und in anschaulicher Weise beschrieben worden. Diese Zerteilung des Plateaus durch Staffelbrüche bedingt die Ausbildung breitgewölbter, mit scharfem Rande gegen die nächst tiefere Stufe abbrechender Kammscheitel, die ein bezeichnendes Merkmal in der Physiognomik des Gebirges darstellen. In dem östlichsten Ausläufer des Dachsteins, dem isolierten Felskamme des Grimming (2351 *m*) bildet der Riffkalk die westliche Kammhälfte und das Liegende der geschichteten Dachsteinkalke des Hauptgipfels, die mit einer gewaltigen Flexur ostwärts gegen Klachau einschießen.

Das Vorwalten der obertriadischen Riffkalke und des geschichteten Dachsteinkalkes ist für den morphologischen Charakter des Dachsteingebirges maßgebend. Eine kurze Schilderung der Physiognomie der obertriadischen Plateaustöcke in den Nordostalpen gerade an die Darstellung dieses Gebirges zu knüpfen, dürfte um so zweckmäßiger erscheinen, als für die Oberflächengestaltung der Dachsteingruppe eine erschöpfende, prächtig illustrierte Monographie von F. Simony[1]) vorliegt.

In keinem der anderen Plateaustöcke der Salzburger Alpen tritt der Kontrast in der landschaftlichen Physiognomie der beiden entgegengesetzten Seiten des Hochgebirges so scharf hervor als im Dachsteingebirge. Die höchsten Erhebungen (Hoher Dachstein 2996 *m*, Thorstein 2946 *m*) die dem Kulminationspunkte der Nördlichen Kalkalpen, der Parseyerspitze (3038 *m*), an Höhe nur wenig nachstehen, sind unmittelbar an den Südrand des Plateaus gerückt, das in einer Flucht ungewöhnlich steiler Wände auf die dem Ennstal vorgelagerte Terrasse der Ramsau abstürzt. Das stufenförmige Ansteigen des Plateaus von Norden nach Süden und die bedeutende Erhöhung des Südrandes bringen es mit sich, daß in dem Bilde des Dachsteins von Süden aus nichts auf den charakteristischen Plateaubau und mit Ausnahme eines schmalen Firnsaumes auch nichts auf die drei stattlichen Gletscher hinweist, die die höchste Stufe des Gebirgsstockes bedecken. Die staffelförmige Gliederung der Gruppe kommt auf den nördlichen Abhängen deutlich zum Ausdruck. Die höchste Staffel ist die Region der zusammen-

[1]) F. Simony. Das Dachsteingebiet, Wien, E. Hölzel, 1895. Vergl. auch Zeitschr. d. Deutsch. u. österr. Alpenver. 1881, S. 217—240.

hängenden, kahlen Felswüsten, in welche nur hie und da kleine Vegetationsflecke eingestreut sind. Die Oberfläche dieser Felswüsten oder Steinmeere ist durch die atmosphärische Erosion zu Karrenfeldern ausgestaltet worden. „Die Oberfläche des ganzen Felsbodens ist rauh und ausgefressen, als hätte es seit dessen Bestande nicht Wasser, sondern Säuren auf denselben geregnet. Mannigfach gestaltete Runsen von den verschiedensten Dimensionen durchziehen bald mehr, bald minder gedrängt das Gestein; dazwischen ragen oft messerscharfe Grate und Zacken dräuend empor. Hie und da bricht ein nachtfinsterer Schlund, von unheimlichen Schneiden und Spitzen umgeben, in beträchtliche Tiefe nieder, oder er manifestiert sich als der Schlot eines weiten unterirdischen Hohlraumes, dessen Decke dünn genug ist, um bei jedem Tritte einen dumpfen Widerhall zu geben.“ (Simony, l. c. p. 111.)

Für die Morphologie der Dachsteingruppe ist der den weitaus größten Teil des Gebirges zusammensetzende Dachsteinkalk fast allein maßgebend. In anderer Beziehung jedoch kommt den in vereinzelten Lappen dem Triasgebirge aufgelagerten jüngeren Sedimenten ein hervorragendes Interesse zu.

Die verhältnismäßig bedeutendste Ausdehnung unter diesen nehmen auf der westlichen und nördlichen Abdachung Liasbildungen in Hirlatzfacies ein. Die an Ammoniten und Brachiopoden reichen Crinoidenkalke der Hirlatzschichten erscheinen als Kluftausfüllungen von Taschen und Spalten, die wurzelförmig in die Bänke des Dachsteinkalkes eindringen.[1] Diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse legen die Annahme einer Schwankung in der Höhe der Meeresbedeckung nahe, durch die ein zeitweiliges Emportauchen der Dachsteinkalkplateaus über den Meeresspiegel vor der Ablagerung der Hirlatzschichten herbeigeführt wurde. Das geringe Ausmaß dieser Schwankung wird durch die ungestörte Schichtfolge an der Grenze von Trias und Lias in den den großen Dachsteinkalkmassiven benachbarten Regionen und in der Beschränkung jener eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des Lias auf die Dachsteinkalkmassive bewiesen.[2] In der Umgebung der Klausalpe treten oberjurassische Schichten (Kelloway nach Neumayr) transgredierend und mit Wurzeln in Spalten des Grundgebirges eingreifend, über

---

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 291 u. 1886, S. 20. — G. Geyer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 254 ff.

[2]) Gegen die von E. v. Mojsisovics (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CV, S. 5—40) gegenwärtig vertretene Ansicht, daß der Dachsteinkalk in Megalodontenfacies in den Lias hinaufreiche und daß die Hirlatzschichten lediglich Einschaltungen in den liassischen Dachsteinkalken darstellen, scheinen jene Beobachtungen Geyers zu sprechen, die sich auf die gangförmige Durchsetzung der Dachsteinkalkbänke durch liassische Kluftausfüllungen beziehen. — Neumayr (Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. L, 1885, S. 102) nimmt eine Transgression der Hirlatzschichten über die während der Zeit des untersten Lias als Inseln aus der Tethys aufragenden Dachsteinkalkmassive an. — Wähner dagegen (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 193) vergleicht die Hirlatzschichten mit den heutigen Bildungen des Pourtalésplateaus und betrachtet sie als Ausfüllungen von Spalten in dem noch wenig verfestigten, lockeren Material der Riffbauten unter dem Meeresspiegel.

den Dachsteinkalken auf.[1]) Einer noch jüngeren Periode scheinen die unter dem Namen „Augensteine“ bekannten kristallinischen Geschiebe anzugehören, die nicht nur an verschiedenen Stellen des Dachsteinplateaus — auf dem vorderen Niederkreuz noch über 2500 *m* Höhe — sondern auch auf dem Steinernen Meer und in der Rofangruppe[2]) verbreitet sind. Während Suess[3]) annahm, daß jene Geschiebe aus dem tief unter den Kalken des Dachsteins liegenden kristallinischen Grundgebirge durch heiße Springquellen an die Oberfläche gebracht worden seien, betrachtet gegenwärtig die Mehrzahl der Forscher die Augensteinconglomerate als Denudationsrelikte einer Decke fluviatiler Ablagerungen aus einer Zeit, in welcher die Kalkalpen noch nicht durch tiefe Längentäler von den Zentralalpen getrennt waren und die aus den letzteren nach Norden strömenden Flüsse auf den Höhen der heutigen Kalkplateaus dahinzogen.[4])

Beobachtungen im östlichen Teile des Dachsteingebirges sind geeignet ein Licht auf das jugendliche Alter der großen Längenfurche zwischen den nordöstlichen Kalkalpen und der Zentralzone zu werfen. Auf der Stoder Alpe findet sich in einer Seehöhe von 1700 *m* ein räumlich beschränktes Braunkohlenvorkommen mit tertiären Pflanzenresten.[5]) Dieses Vorkommen ist von den gleichalterigen Ablagerungen des Gröbmingtales, die sich am Fuße des Triasgebirges in einem mehrfach durch Erosion unterbrochenen Zuge von Gröbming bis Wörschach verfolgen lassen,[6]) durch Verwerfungen im Gesamtbetrage von 900 *m* Sprunghöhe getrennt. Diese Höhendifferenz bietet einen Maßstab für die Intensität der tektonischen Veränderungen dar, welche noch während der jüngeren Tertiärzeit sich vollzogen haben.

Noch auffallender ist ein in seiner Isoliertheit geradezu rätselhaftes Denudationsrelikt von alttertiären Meeresbildungen im Ennstale bei Radstadt, an der südwestlichen Ecke des Dachsteingebirges. Vom Südgehänge des Dachsteinmassivs löst sich ein Zug von Triasdolomit los und streicht, grabenartig in das umgebende, paläozoische Gebirge eingesenkt, in WSW Richtung über den Paß Mandling bis über den Ausgang des Radstädter Tauerntales hinaus gegen Altenmarkt. Zwischen diesen Triaszug und die immer mehr gegen NW zurücktretende Südkante des Dachsteinmassivs schiebt sich eine gegen W an Breite zunehmende Masse von paläozoischem (wahrscheinlich silurischem) Grauwackenschiefer. Die Grenze des Dolomitzuges gegen den nördlich vorliegenden und ihn scheinbar überlagernden Grau-

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 292.

[2]) Dieses Vorkommen steht trotz der gegenteiligen Behauptung Wähners fest.

[3]) E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., Bd. XL, 1860, S. 428.

[4]) F. Simony. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1851, II. b. S. 159 und Anzeiger der math.-nat. Kl. d. k. Akad. d. Wissensch., 5. Jahrg., S. 192. — F. Wähner. Schr. d. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, Bd. XXXIV., 1894, S. 510.

[5]) Die spärliche, von F. v. Kerner untersuchte Flora enthält Arten, die sowohl aus oligocänen als aus miocänen Ablagerungen bekannt sind. Eine genaue Horizontierung des Vorkommens ist daher vorläufig nicht möglich.

[6]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 14.

wackenschiefer ist ein Bruch. Unter den zahlreichen Längsbrüchen am Südfuße des Dachsteins und des Toten Gebirges ist diese von E. v. Mojsisovics[1]) als **Ramsaubruch** bezeichnete Linie bei weitem die bedeutendste. Sie bildet die hervorstechendste tektonische Eigentümlichkeit des oberen Ennstales.

Auf dem Triasdolomit des Höhenzuges (Zaun) zwischen Paß Mandling und dem Tauerntale wurden von E. v. Mojsisovics[2]) Denudationsreste von anstehendem Nummulitenkalk in Verbindung mit Conglomeraten und Sandsteinbänken nachgewiesen, nachdem schon im Jahre 1889 C. v. Gümbel[3]) nummulitenführende Gesteine auf sekundärer Lagerstätte bei Radstadt entdeckt hatte. Auf welchem Wege die Verbindung des Radstädter Beckens mit dem alttertiären Meere am Nordrande der Kalkzone sich vollzog, ist durchaus unklar. Das Vorkommen der Nummulitenschichten bei Radstadt ist um so auffallender, als die den cretacischen Fjordtälern der Nordkalkalpen eingelagerten Gosaubildungen nirgends in das Gebiet des großen Längentales am Nordrande der kristallinischen Zentralzone eintreten, sondern sich in ihrer Verbreitung strenge an die Kalkalpen halten. Die pflanzenführenden Tertiärschichten im Ennstale weichen insofern von der Verbreitung der Gosaukreide ab, als sie auf einer dem Südfuße des Kalkgebirges vorgelagerten, aber mit diesem orographisch eng verbundenen Terrasse von mutmaßlich carbonischem Alter liegen. Doch reichen auch sie nicht über diese Terrasse nach Süden in das Gebiet der Zentralzone hinein.[4])

Die nördlich und nordöstlich vom Dachsteingebirge gelegene Region des **Salzkammergutes** ist das klassische Entwicklungsgebiet der Hallstätter Kalke, die auch hier merkwürdig isoliert und ohne Verbindung mit ihren nächst verwandten Schichtgliedern auftreten. Die Lagerungsverhältnisse in dieser Region sind außerordentlich verwickelte und ihre Entwirrung ist mit sehr großen Schwierigkeiten verbunden gewesen. Noch im Jahre 1895 durfte Benecke in die Klage ausbrechen, „daß es nur wenige Gebiete in den Alpen gibt, in denen uns Profile und geologische Karten so im Stiche lassen, wie in der Gegend von Hallstatt.“ Noch heute fehlt eine zusammenhängende Darstellung der Geologie des Salzkammergutes. Auch mir wäre es nicht möglich gewesen, eine solche aus den kurzen, einander vielfach widersprechenden Aufnahmsberichten in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt zu konstruieren. Ich bin daher Herrn Hofrat Dr. E. v. Mojsisovics zu besonderm Danke für die Liebenswürdigkeit verpflichtet, mit der er es übernommen hat, diese Lücke durch den nachfolgenden Originalbericht auszufüllen. In diesem Artikel wird den Fachgenossen zum ersten Male eine Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes geboten, deren Erschließung Hofrat E. v. Mojsisovics sich bekanntlich seit vielen Jahren zur Aufgabe gestellt hat.

---

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 8.
[2]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 215.
[3]) C. v. Gümbel. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 231.
[4]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 14.

Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes.

Von Dr. E. v. Mojsisovics.

Die Grenze zwischen den Kalkalpen und dem im Norden derselben sich hinziehenden Flyschgebirge ist als eine Bruchlinie anzusehen, deren erste Anlage vielleicht schon in die Zeit vor der Ablagerung des Flysches fällt. Die Hauptmasse des Flysches ist cretacischen Alters, und zwar dürfte sie der in Fjorden und Buchten des südlich an die Flyschzone anstoßenden Kalkgebirges in vollkommen transgressiver Lagerung auftretenden Gosaukreide im Alter gleichstehen. Das Hangende dieses Kreideflysches (oder Muntigler Flysches) bilden die der obersten Kreide angehörigen Nierentaler Schichten, über welchen in konkordanter Lage das hier ausnahmsweise (am Ziehberge bei Michldorf) in Flyschfacies entwickelte, in der Regel aber durch fossilreiche Ablagerungen vertretene Eocän folgt. Eine wahrscheinlich durch tektonische Einflüsse unterbrochene Reihe isolierter Eocänreste zieht sich am Südrande der Flyschzone aus der Gegend von Reichenhall bis in den Gschliefgraben bei Gmunden. An diese durch Fossilfunde als eocän charakterisierten Vorkommnisse reiht sich am Ziehberge ein gleichfalls hart am Rande der Kalkalpen auftretendes Vorkommen von Conglomeraten mit kristallinischen Geschieben an, welche mit den Bolgenconglomeraten des algäuischen und vorarlbergischen Eocänflysches zu vergleichen sind. Am Nordrande der Flyschzone bezeichnet eine wohl meistens durch die Bedeckung mit Glacialschotter in isolierte Reste zerteilte Reihe von Eocänvorkommen die Nordgrenze des Flyschgebirges. Es gehören hierher vor allem die bekannten Eocänablagerungen der Gegend von Mattsee, dann die unter den Schottern im Traunbette bei Ohlsdorf und Oberweiß in geringer Ausdehnung entblößten Eocänbildungen, an welche sich weiter östlich ein allerdings noch etwas problematisches Vorkommen von Nummulitenkalk in der Gegend von Pettenbach anschließen würde.[1]) Es ist gewiß sehr auffallend, daß weder in dem hier besprochenen Gebiete noch anderswo die Flyschgrenze, wie man erwarten sollte, durch eine Längslinie markiert ist, sondern daß die großen von Süden aus den Kalkalpen austretenden Quertäler ihren Weg quer durch die Flyschzone fortsetzen. Der größte der oberösterreichischen Seen, der Attersee, verquert die Flyschzone in ihrer ganzen Breite. Sollte dies nicht auf bis in die Gegenwart andauernde tektonische Bewegungen hindeuten, welche in der Richtung Süd-Nord wirkend der Modellierung von Längstälern entgegenarbeiten?

Das Flyschgebirge zeichnet sich durch sehr steile Aufrichtung seiner Schichten aus. Das nördlich folgende Molassen- (Schlier) Gebiet zeigt aber flache Lagerung. Das mit Steilwänden gegen das sanft geböschte Flyschgebirge abfallende Kalkgebirge zeigt in seinen nördlicheren Regionen, im

[1]) Im Museum Francisco-Carolinum in Linz wird ein Stück Nummulitenkalk aufbewahrt, welches aus dieser Gegend stammen soll. Mir gelang es weder bei Pettenbach noch bei Seisenburg fossilführende eocäne Gesteine aufzufinden.

Gebiete des Drachensteines, des Schafberges, der Ischler Zimitz, des Höllengebirges, des Traunsteines und des ganzen östlich anstoßenden Gebirgsabschnittes bis in die Gegend nördlich von Windischgarsten, was die Ausbildungsweise der Trias betrifft, die größte Übereinstimmung mit der nordtirolischen Triasentwicklung, als deren Fortsetzung sie auch zu betrachten ist. Weiter südlich treten andere Verhältnisse ein. Es stellt sich die für das Salzkammergut so charakteristische Hallstätter Entwicklung ein, welche aber nur verhältnismäßig kleine Räume einnehmend, mitten zwischen der selbst wieder mancherlei Modifikationen aufweisenden Dachsteinkalkentwicklung inselartig auftaucht und den denkbar größten Gegensatz zu dieser sowohl landschaftlich, als auch lithologisch bezeichnet. Diese südlicheren Regionen des Salzkammergutes, welche sich den südlicheren Teilen der Kalkalpen von Salzburg und Berchtesgaden anschließen, stellen sonach eine den Nordtiroler Kalkalpen vollständig fehlende Entwicklungszone dar.

In dem vorhin erwähnten nördlichen Abschnitte des Salzkammergutes bilden in der Trias der weiße diploporenführende Wettersteinkalk und der Hauptdolomit die vorherrschenden gebirgsbildend auftretenden Gesteinsarten. Im Liegenden des Wettersteinkalkes erscheinen in den Gegenden östlich vom Traunsee, Reiflinger und Guttensteiner Kalke, westlich sind die tieferen Glieder nur selten aufgeschlossen und dann dolomitisch entwickelt. Carditaschichten, welche stellenweise, wie in der Eisenau am Nordgehänge des Schafberges, etwas mächtiger entwickelt sind und dann eine lokale Gliederung in Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten zulassen, sind allenthalben zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit nachweisbar. Im Hangenden des Hauptdolomites treten die Kössener Schichten zumeist in der schwäbischen Bivalven-Facies auf. In den östlicheren Regionen schwillt innerhalb der rhätischen Bildungen eine Korallenbank lokal zu größerer Mächtigkeit an. Dies ist der sogenannte „obere Dachsteinkalk", welcher mit dem typischen, die ganze bajuvarische Serie umfassenden Dachsteinkalk nicht, wie es früher häufig geschehen ist, verwechselt werden darf.

Die jurassischen Bildungen weisen innerhalb der Region der nordtirolischen Triasentwicklung keinen so einheitlichen Charakter auf. Namentlich die unteren Glieder des Lias treten regional in verschiedenen Facies auf. So herrscht bei Fürberg, St. Wolfgang und Schwarzenbach im unteren Lias eine Spongienkalk-Facies mit verkieselten Brachiopoden, deren Spongien von Dunikowski beschrieben wurden. Viel mehr verbreitet ist dagegen die Hirlatz- und Marmor-Facies, welche auf dem Schafberge sowohl den unteren als auch den mittleren Lias umfaßt und an anderen Punkten, wie auf dem Spitzelstein bei Ebensee auch in höhere jurassische Niveaux hinaufzureichen scheint. Lokal ist der Lias, insbesondere im NO. durch die Fleckenmergelfacies repräsentiert; auf der Nordseite des Traunsteines ist mittlerer Lias in Fleckenmergeln ausgebildet.

Eine ziemlich weit verbreitete Facies bilden die paläontologisch sehr dürftig charakterisierten Rettenbachkalke, welche den Jura ganz oder teilweise vertreten können. Es sind lichte, wohlgeschichtete Kalke, stellenweise mit polyedrisch bröckelnden Bänken wechsellagernd. In der Gegend des Ischler Rettenbaches, wo sie typisch entwickelt sind, bilden das Liegende rote Liasmarmore mit *Hildoceras bifrons*, das Hangende tithonische Plassenkalke. Stellenweise stehen diese Rettenbachkalke mit den Oberalmschichten in heteropischem Verbande.

Rote Kalke mit *Aspidoceras acanthicum* und rote Aptychenkalke sowie weiße Nerineenkalke (Plassenkalke) erscheinen stellenweise als Repräsentanten der obersten jurassischen Horizonte.

Das Neocom, welches konkordant den obersten Jura überlagert, tritt gleichmäßig in der Facies der Roßfelder Schichten auf.

Die Gosaukreide, welche das jüngste marine Glied innerhalb der Kalkalpen darstellt, erscheint in den bekannten Ausbildungsarten. Besonders fossilreich sind die Gosaubildungen der Umgebung von St. Gilgen und St. Wolfgang. Das Gosaubecken, welchem diese Ablagerungen angehören, ist eines der größeren des Salzkammergutes. Es reicht, oberflächlich meistens durch Glacialschotter bedeckt, bis zum Jainzen und zum Kalvarienberge bei Ischl. Ein schmaler Kanal dringt längs der Bruchlinie des Stroblweißenbachtales über Einberg und Moosberg nach Süden vor und stellt die Verbindung mit dem großen Gosaubecken von Abtenau und Gosau her.

In der zwischen dem Salzachtal und der Bruchlinie von Stroblweißenbach liegenden Gebirgsgruppe des Osterhorns kommen ältere Bildungen als der Hauptdolomit nicht zu Tage. Im Herzen dieser Gruppe erreichen die rhätischen Bildungen eine größere Mächtigkeit und manigfache Differenzierung; am Südrande herrscht aber wieder eine eintönige kalkige Ausbildung. Der Lias ist durch eine grau und eine rot gefärbte Cephalopodenfacies vertreten, von welchen die erstere das Material zu Wähners Arbeit über die Cephalopoden des unteren Lias geliefert hat. Über den roten, die höheren Glieder des unteren Lias umfassenden Kalken (Adnether Kalke) folgen Fleckenmergel, welche wohl bis in den Dogger reichen. Eine cephalopodenführende Schicht des Doggers (*Sauzei*schichten) bildet einen weiteren Anhaltspunkt zur Gliederung, die in dem bis zu den Gipfelkämmen reichenden Komplex der Oberalmschichten (Malm) nicht mehr möglich ist.

Im Hangenden der Oberalmschichten folgen im Unterlaufe des Zinkenbaches die neocomen Roßfelder Schichten.

Die östlich von der Bruchlinie von Stroblweißenbach folgende Gebirgsgruppe des Haberfeldes, des Kater- und Ramsaugebirges besteht aus dolomitischem Wettersteinkalk (Ramsaudolomit) und aus Dachsteinkalk.

Ein schmales Band von Carditaschichten trennt den Wettersteinkalk von dem Dachsteinkalke. Diese Gebirgsmasse bildet ein ostwestlich streichendes, in der Mitte aufgebrochenes Gewölbe, welches durch den in den dolomitischen Wettersteinkalk eingebetteten Goiserer Weißenbach aufge-

schlossen und durch Erosion stark vertieft ist. Die Dachsteinkalke bilden die steil gegen N und minder steil gegen S abfallenden Flügel.

Eine Bruchlinie begrenzt das Katergebirge auf seiner Nord- und Ostseite. Diese Bruchlinie bildet eine wichtige Scheidelinie gegen das heteropische Gebiet des Ischl-Ausseer Salzgebirges. Sie setzt gegen S nahe der Talsohle der Traun an deren linkem Ufer bis in die Gegend der Trockentaualm fort und biegt sodann unter rechtem Winkel gegen O ab, wo sie längs des Nordfußes der Sarsteinmasse über Aussee und den Sattel von Radling in das Mitterndorfer Becken fortsetzt. Das ganze westlich und südlich von dieser wichtigen Bruchlinie liegende Gebirge bildet ein bloß durch Störungen geringeren Grades betroffenes zusammenhängendes Gebiet. Die Sarsteinmasse ist bloß durch das Erosionstal des Hallstätter Seebeckens vom Ramsaugebirge und durch die Erosionsrinne der Traun auf der Strecke von Obertraun bis Kainisch-Aussee vom Dachsteingebirge getrennt und ebenso ist der Hohe Radling ein durch die Traunrinne oberflächlich detachierter Bestandteil des Dachsteingebirges.

So stellt sich der Hallstätter Salzberg mit seinen Hallstätter Kalken als eine durch einen breiten Gürtel von Wetterstein- und Dachsteinkalkmassen von dem Ischl-Ausseer Salzgebirge vollständig abgetrennte Region dar, welche als das östliche Ende einer im W bis Berchtesgaden reichenden Zone von Hallstätter Kalken betrachtet werden kann, deren einstiger Zusammenhang durch mehrere kleine Denudationsrelikte über Gosau, Abtenau, Golling und Hallein angedeutet ist.

Wir unterscheiden daher innerhalb der Salzburger Kalkalpen und des Salzkammergutes zwei durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderte Züge der Hallstätter Entwicklung, von welchen wir den nördlicheren den Ischl-Ausseer, den südlicheren, den Berchtesgaden Hallstätter Kanal[1]) nennen wollen.

Die nördliche Begrenzung des Ischl-Ausseer Kanals fällt mit den Südabhängen der Gebirgsmasse des Toten Gebirges (Prielgruppe) zusammen. Sie folgt daher dem Laufe des Ischler- und Ausseer Rettenbaches, des Augstbaches, des Tressenplateaus, des Grundlsees und läuft dann über das „Bergel“ zur Schneckenalm im Salzatal, wo sie gegen S vorspringt und längs des Südfußes des Lapernstein, des Roßkogels, des Raidling und der Angerhöhe bis in die Gegend von Pyhrn bei Liezen verfolgt werden kann. Die Grenze zwischen der Region des Ischl-Ausseer Kanales und dem Toten Gebirge wird entweder durch einen Bruch oder durch eine vicariirend für den Bruch eintretende Flexur von großer Sprunghöhe gebildet. So stellt das Ischl-Ausseer Salzgebirge einen schmalen zwischen das Tote Gebirge im N und die Dachsteinmasse im S eingebetteten Streifen eines manigfach konturierten, bloß zu mäßigen Höhen ansteigenden Gebirges dar.

[1]) Die Bezeichnung „Lagune“ wäre vielleicht noch zutreffender. Da dieselbe aber eine genetische Bedeutung besitzt, so wollen wir wenigstens vorläufig dem unpräjudizierlichen Ausdruck „Kanal“ den Vorzug geben.

Diese allgemeinen Bemerkungen über die topische Anordnung vorausgeschickt, übergehen wir nun zur Besprechung der dieses Gebirge zusammensetzenden Formationen. Das tiefste, insbesondere auf den Salzbergen aufgeschlossene Glied wird durch die Werfener Schichten, welchen die Salzstöcke und die zahlreichen bald in höheren bald in tieferen Niveaus auftretenden Gipslinsen sowie die räumlich sehr beschränkten Vorkommnisse von Eruptivgesteinen angehören, repräsentiert. Guttensteiner oder Reichenhaller Kalke folgen zumeist, doch kann ihre Stelle auch von eisenschüssigen Rauchwacken oder lichten Kalken und Dolomiten, welche sich durch größeres spezifisches Gewicht auszeichnen, eingenommen werden. Wo diese letzteren auftreten

Fig. 2. Karte der Verbreitung der Hallstätter Entwicklung im Salzkammergut.
(Nach E. v. Mojsisovics.)
Kanäle der Hallstätter Entwicklung innerhalb des Gebietes der Hauptdolomit-, Riffkalk- und Dachsteinkalk-Entwicklung.

ist in der Regel keine Grenze gegen die nun folgenden Kalke der Hallstätter Entwicklung vorhanden.

Die Hallstätter Entwicklung, welche für die Region des Ischler, Ausseer und Hallstätter Salzberges charakteristisch ist und das hervorstechendste Merkmal der beiden Salzgebirgsregionen Berchtesgaden—Golling—Hallstatt einerseits und Ischl—Aussee—Mitterndorf anderseits bildet, besteht aus einer Folge von lichten Kalken, dolomitischen Kalken und bunten Marmoren mit linsenförmigen Nestern von Fossilanhäufungen (vorwiegend Cephalopoden), welche die ganze Trias bis zur Liasgruppe aufwärts repräsentieren. Das tiefste, in dieser nur geringmächtigen Reihe bisher nur in dem Berchtesgaden-Hallstätter Zuge nachgewiesene fossilführende Niveau ist die Zone des *Ceratites trinodosus*. Die nächst jüngere durch Fossilfunde nachgewiesene Zone ist der julische Horizont des *Trachyceras Aonoides*, mit welchem dann

die aus den „Hallstätter Kalken" im engeren Sinne bekannt gewordenen fossilreichen Zonen beginnen. Eine stellenweise zu größerer Mächtigkeit anschwellende Einlagerung in der sevatischen Abteilung der Hallstätter Kalke sind die meistens mergelig entwickelten Zlambachschichten, welche namentlich in den gegen das Trauntal bei Goisern einmündenden Gräben in typischer Entwicklung und mit reicher Fossilführung aufgeschlossen sind.

Es ist nicht leicht ein größerer Kontrast zwischen nahe benachbarten, gleichzeitigen heteropischen Sedimenten denkbar, als zwischen der nur sehr geringmächtigen, höchstens 200—300 *m* Mächtigkeit erreichenden Hallstätter Entwicklung und der bis zu 2000 *m* anschwellenden Wetterstein-, Dachsteinkalk-Entwicklung, welche das sogenannte normale Sediment darstellt und das eigentliche Hochgebirge unserer Kalkalpen zusammensetzt.

Sehr charakteristisch für die Regionen der Hallstätter Entwicklung ist noch der große Wechsel in der Mächtigkeit der Sedimente. Ein einzelner Horizont kann lokal zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen und an anderen Stellen fehlen, oder nur schwach repräsentiert sein. Ebenso kann stellenweise eine Sedimentreihe von sehr geringer Stärke einer größeren Reihe von Horizonten entsprechen. Wo dieses der Fall ist, pflegt dann ein folgender Horizont sich zu großer Mächtigkeit zu entwickeln und auf diese Weise das Defizit an Gesteinsmasse aus den vorausgehenden Zonen wieder zu ersetzen.

Die Regionen der Hallstätter Entwicklung sind tektonisch sehr kompliziert, was zum Teile auf die noch heute andauernden Umsetzungen und Umlagerungen der Salze in den großen Salzstöcken und auf die damit verbundenen Aufquellungen und Aufquetschungen zurückzuführen ist. Das Salzgebirge ist infolgedessen nicht selten hoch in die zersprengte Hangenddecke hinaufgeschoben worden und z. B. auf dem Hallstätter und Ausseer Salzberge sehr häufig mit den mergeligen Zlambachschichten in Kontakt getreten, so daß man durch längere Zeit die Zlambachschichten für das normale Hangende der Salzlager hielt. Auch der untere Lias und selbst das Neocom sind stellenweise durch die Überfaltung des Salzgebirges mit diesem in Berührung getreten.

In dem östlichen Abschnitte, insbesondere in der Umgebung von Mitterndorf, ist die Zone des *Ceratites trinodosus* durch graue, knotige Kalke mit Hornsteineinschlüssen und verkieselten Brachiopoden vertreten, was eine gewisse Gliederung für die Zwecke der Kartierung gestattet. Die über diesen Schichten folgenden Hallstätter Kalke nehmen mehr oder weniger den massigen Charakter eines Riffkalkes an und bilden den Übergang zu den noch weiter im Osten im Gebiete zwischen Klachau und Liezen sich anschließenden Dachstein-Riffkalken.

Unmittelbar über der Hallstätter Entwicklung folgen in dem ganzen Gebiete zwischen Ischl und Liezen Liasbildungen in der Fleckenmergelfacies, welcher im Niveau der Angulaten- und Arietenschichten Spongienkalke mit verkieselten Spongiennadeln eingeschaltet sind. Nur sporadisch treten auch rotgefärbte Bänke auf. Die Hauptmasse der Fleckenmergel gehört dem un-

teren Lias an. Der mittlere und obere Lias ist paläontologisch noch nicht nachgewiesen.

Dunkle Kieselschiefer von geringer Mächtigkeit vertreten den Dogger.

Der Malm zeigt eine größere Mannigfaltigkeit. Er gliedert sich in Oberalmschichten, Tressensteinkalke (Zone der *Aspidoceras acanthicum*), rote tithonische Aptychen- und Ammonitenkalke und endlich die zu großer Mächtigkeit anwachsenden Riffmassen des Plassenkalkes. Der letztere scheint stellenweise in das Neocom hinaufzureichen. Ein jetzt leider wieder verwachsener und verrollter Aufschluß an der neuen Salzbergstraße von Reitterndorf nach Perneck zeigte das heteropische Ineinandergreifen von Zungen des Plassenkalkes und der Neocommergel.

Die Gosaukreide tritt in größerer Ausdehnung innerhalb dieser Region bloß zwischen Klachau und Liezen, sonst nur in kleinen Denudationsrelikten auf. Wenn man, wofür mancherlei Gründe sprechen, die oben erwähnte Talausfüllung des Ischltales zwischen Ischl und St. Gilgen als die westliche, von Gosaukreide bedeckte Fortsetzung des Ischl-Ausseer Kanals betrachten dürfte, so würde dieser Kanal schräge fast durch die ganze Breite der Kalkalpen von St. Gilgen bis nach Liezen reichen.

Verhältnismäßig einfach stellt sich die Zusammensetzung des Gebirgsstockes des Toten Gebirges dar. An den Nordabstürzen zeigt sich allenthalben unter dem wenig mächtigen und nur schwer nachweisbaren Bande der Carditaschichten der meistens dolomitisch entwickelte weiße Wettersteinkalk, welcher in dem westlichen Abschnitte des Nordabsturzes abwärts bis zu dem auch hier allenthalben mit Gipslagern vergesellschafteten Werfener Schiefer reicht, während weiter östlich, insbesondere längs des Nordfußes der Warscheneckgruppe, ziemlich mächtig ausgebildeter Guttensteiner Kalk zwischen dem Werfener Schiefer und dem Wettersteinkalk vorhanden ist. Ziemlich mannigfaltig ist die bajuvarische Serie entfaltet. In der Gruppe der Hohen Schrott bei Ischl herrscht noch die Nordtiroler Entwicklung wie in dem nördlich der Ischl und der Traun gelegenen Gebirge. Über dem Hauptdolomit sind schwäbische Kössener Schichten mit einer im Hangenden folgenden Kalkbank vorhanden. Weiter östlich keilen sich die Kössener Schichten aus und die rhätischen Kalke schließen sich mit dem aus dem Hauptdolomit allmählich hervorgehenden Dachsteinkalk zu einer untrennbaren Masse zusammen, welche den größten Teil des Hochplateaus des Toten Gebirges bildet. Im Süden tritt zwischen dem Grundlsee und dem Tale von Hinterstoder ungeschichteter Riffkalk auf, welcher in den südlichsten Partien durch die ganze bajuvarische Serie aufwärts bis zum Lias reicht, während weiter gegen Norden über einer aus Riffkalk gebildeten Basis geschichteter Dachsteinkalk folgt.

Südlich von dem Aufbruch des sogenannten Seenplateaus am Salzsteige bei Mitterndorf ist wieder Hauptdolomit vorhanden, welcher auch in der Gruppe des Warscheneck eine große Verbreitung besitzt, im östlichen Abschnitte aber wieder von Dachsteinkalk überlagert wird. Am Ostende der

Warscheneckgruppe ist der Hauptdolomit wieder verschwunden und an seine Stelle Riffkalk getreten.

Der Lias ist in der Gruppe der Hohen Schrott durch Fleckenmergel, welchem rote Kalke mit einer reichen Cephalopodenfauna des oberen Lias (Hinteralm) folgen, auf dem Hochplateau des Toten Gebirges aber durch Crinoidenkalke mit Brachiopoden sowie durch rote Marmore vertreten. Im Osten der Warscheneckgruppe sind wieder Fleckenmergel vorhanden.

Der Dogger ist durch dunkle Kieselschiefer repräsentiert.

Tressensteinkalke und Plassenkalke sind in größerer Ausdehnung zwischen Altaussee und dem Grundlsee vorhanden, wo die pittoresken Mauern der Trisselwand, des Backenstein und des Reichenstein aus dem ungeschichteten tithonischen Riffkalk (Plassenkalk) bestehen. Eine dünne Lage roten Aptychenkalkes trennt den Riffkalk von dem wenigstens z. T. der Zone des *Aspidoceras acanthicum* angehörigen Tressensteinkalke.

Zum Schlusse erübrigt noch die Besprechung des Hallstätter Salzgebirges. Es wurde oben bereits bemerkt, daß der Hallstätter Salzberg das Ostende des Berchtesgaden-Hallstätter Kanals der Hallstätter Entwicklung bildet und daß ein breiter Wall von heteropischen Kalken ihn von dem Ischl-Ausseer Kanal der Hallstätter Entwicklung scheidet.

Die auf dem Hallstätter Salzberge vorkommenden Formationen sind die gleichen wie in dem Ischl-Ausseer Kanal. Diese Übereinstimmung erstreckt sich nicht bloß auf die identische Ausbildung der von den Werfener Schichten aufwärts bis an die obere Triasgrenze reichenden Hallstätter Entwicklung, sondern sie zeigt sich auch in der gleichartigen Entwicklung der jurassischen Sedimente. Daß hier innerhalb der Hallstätter Entwicklung auch die Zone des *Ceratites trinodosus* ausgezeichnet vertreten ist, wurde bereits an früherer Stelle erwähnt.

Was den Lias betrifft, so ist außer den Fleckenmergeln und Spongienkalken auf dem Hallstätter Salzberge auch an zwei Stellen die Zone des *Amaltheus margaritatus* durch einen roten Cephalopodenkalk vertreten.

Die roten Kalke mit *Macrocephalites macrocephalus*, welche im Brieltale (Gosau) vorkommen, greifen auch auf die benachbarten Dachsteinkalkberge über.

Von cretacischen Sedimenten ist bloß die im Gosau- und Abtenautale so mächtig ausgebildete Gosaukreide zu nennen. Denudationsrelikte deuten auch ihre einstige Verbreitung bis auf den Hallstätter Salzberg an.

Höchst eigentümlich sind die tektonischen Verhältnisse des Hallstätter Salzberges und kommt daselbst der tektonische Charakter, welcher den ganzen Gebirgsbau des Salzkammergutes mit Ausnahme der nordöstlichen Regionen beherrscht, in welchen die Schuppenstruktur auftritt, zu typischer Entfaltung.

Die Schuppenstruktur beginnt in dem dem Höllengebirge vorgelagerten Gebirge des Langbathtales bei Ebensee, setzt am Nordgehänge des Traunstein fort und kommt dann in dem auf der Nordostseite der Linie Grünau—

Steyerling—Windischgarsten liegenden Gebirgsabschnitte zur vollen Entwicklung. Im ganzen übrigen Salzkammergut beherrschen Brüche von unregelmäßigem Verlaufe den Gebirgsbau und zerteilen das Gebirge in Schollen verschiedener Dimensionen. Man kann Bruchlinien von sehr bedeutender Sprunghöhe und Verwerfungen geringeren Grades unterscheiden. Ein Teil der Brüche wird von Gosaubildungen überbrückt und ist daher älter als die Gosaukreide. Die mit den heteropischen Grenzen der beiden Kanäle der Hallstätter Entwicklung zusammenfallenden Brüche reichen wahrscheinlich in ihrer ersten Anlage, als Grenzlinien von Untiefen und Versenkungen des alten Meeresbodens in die Zeit nach der Ablagerung der durchaus gleichmäßig ausgebildeten Werfener Schichten zurück.

Der Halstätter Salzberg ragt horstförmig aus den ihn auf drei Seiten umgebenden Dachsteinkalken empor und ist von diesen, welchen er aufzulagern scheint, durch große Brüche von bedeutender Sprunghöhe getrennt. So kommen auf der Nordostseite die regelmäßig dem Dachsteinkalk aufgesetzten jurassischen Bildungen mit den Werfener Schichten in Kontakt. Die Sprunghöhe umfaßt daher die ganze Mächtigkeit des Wetterstein- und Dachsteinkalkes so wie der den letzteren überlagernden jurassischen Sedimente.

Außer diesen großen, den Grundplan des Hallstätter Salzgebirges beherrschenden Brüchen kommen aber noch zahlreiche kleinere, teilweise mit der Aufwölbung und Zerreißung der Salzgebirgsdecke zusammenhängende Störungen und Verschiebungen vor, deren Detail oft sehr schwierig zu entziffern ist und den Aufschlußarbeiten im Salzgebirge oft sehr erhebliche Schwierigkeiten in den Weg legt.

Sehr intensive Störungen, welche gleichfalls die Bildung von Brüchen im Gefolge hatten, traten dann noch in jungtertiärer Zeit auf. Es finden sich nämlich Reste einer miocänen Schotter- und Sandsteinablagerung sowohl im Ennstale am Südfuße des Kalkgebirges zwischen Gröbming und Wörschach als auch in kleine Denudationsrelikte aufgelöst in sehr verschiedenen Höhenlagen des Dachstein- und Toten Gebirges, welche offenbar von einem aus Süden, aus den Niederen Tauern kommenden Flußsystem abgelagert wurden. Die Höhendifferenzen dieser einst zusammenhängenden Ablagerungen geben einen Maßstab für die Größe der seit der Bildung dieser Schotter eingetretenen Gebirgsverschiebungen und die Tiefe der Taleinschnitte, welche heute die Denudationsrelikte des Toten Gebirges von jenen des Dachsteinplateaus trennt, läßt den Umfang der Erosionstätigkeit ermessen, welche hier seit der jungtertiären Zeit wirksam war.

Mit dem Toten Gebirge gelangt der salzburgische Strukturtypus in seiner auffälligsten Entwicklung zum Abschluß. Östlich vom Paß Pyhrn und dem Tal der Steyr bis zur Thermenlinie von Wien treten in den nordsteirischen und niederösterreichischen Kalkalpen Verhältnisse ein, die diesen

Abschnitt zu dem in tektonischer Beziehung interessantesten Teil der nördlichen Triaszone stempeln. Die Arbeiten von Hertle,[1]) Kudernatsch,[2]) Stelzner,[3]) Lipold[4]) und Stur[5]) sind grundlegende Dokumente aus der älteren Periode unserer Kenntnis dieser Region. Sie werden teils berichtigt, teils ergänzt durch die Ergebnisse der langjährigen Detailaufnahmen von A. Bittner, dessen Publikationen der nachfolgenden Darstellung zum weitaus überwiegenden Teil zu Grunde liegen.

Die Österreichischen Kalkalpen (im Sinne der Alpeneinteilung A. v. Böhms) zerfallen in zwei wesentlich verschieden gebaute Stücke. Eine südliche Zone, die vorwiegend aus Riffkalken des Dachsteinkalkniveaus besteht, schließt sich in Bezug auf ihre Struktur und ihren orographischen Charakter der Plateauregion der Salzburger Alpen an. In dem breiteren nördlichen Teile dieses Alpenabschnittes dagegen bilden wieder, wie in den nordtirolischen Kalkalpen, gefaltete Ketten das tektonische Grundelement. Schiefe, nach N übergelegte Falten und Schuppen herrschen vor. Sie kommen orographisch in den langgestreckten Parallelzügen der Bergkämme zum Ausdruck. Es lassen sich also hier im allgemeinen eine südliche, auf das Hochgebirge beschränkte Schollenregion und eine, einen kleinen Teil des Hochgebirges (Nordhälfte der Ennstaler Alpen, Lassingalpen) und die Voralpen umfassende Schuppenregion deutlich unterscheiden.

Beide Regionen werden durch die in den gesamten Nordkalkalpen am tiefsten greifende Störungslinie getrennt, die nach Bittner[6]) als die tektonische Achse des Gebirges zu betrachten ist. Diese ihrer ganzen Erstreckung nach teils durch das scharfe Aneinanderstoßen verschiedener obertriadischer Schichtglieder, teils durch Aufbrüche der tiefsten Triasbildungen gekennzeichnete Störung zieht von Buchberg am Nordabhange des Schneeberges über Mariazell, Gußwerk und Hieflau bis Admont. Zu beiden Seiten derselben herrscht eine Art tektonischer Symmetrie. Auf der Nordseite ist Südfallen bei gleichzeitiger Wiederholung der Schichtfolge die Regel, während auf der Südseite die Schichtflächen sich nach N neigen.

Zwischen Mariazell und Buchberg entspricht die Grenze zwischen der südlichen Schollen- und der nördlichen Schuppenregion keiner einfachen Bruchlinie, sondern einem breiten, aus der Verbindung mehrfacher Längsbrüche und Querstörungen hervorgegangenen Gebiet, innerhalb dessen die verschiedensten Formationsglieder neben und über einander in eine sehr große Anzahl einzelner Schollen zersplittert erscheinen. Bittner hat diese Aufbruchszone geradezu als die Region der größten Zertrümmerung des

[1]) L. Hertle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XV, 1865, S. 451—551.

[2]) J. Kudernatsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt III. 1852, 2. Heft, S. 44—87.

[3]) Stelzner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV. 1865. S. 425—443.

[4]) M. Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XV, 1865, S. 1—163, 1866, 2. Heft, S. 149—171.

[5]) D. Stur. Geologie der Steiermark 1871.

[6]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 89—99.

Gebirges bezeichnet. Eine Reihe von Gosauvorkommen ist an die Aufschlußlinie Buchberg—Mariazell—Gußwerk—Admont geknüpft. Die Gosau-

Fig. 3. Die Nordwand der Planspitze (Ennstal).
(Nach einer Photographie von L. Friedmann.)
Überlagerung des ungeschichteten Dolomits durch geschichteten Dachsteinkalk.

bildungen liegen diskordant allen älteren Schichtgliedern, vielfach auch direkt dem Werfener Schiefer auf.

Westlich von Hieflau geht die Rolle einer tektonischen Symmetrielinie beziehungsweise der Scheidelinie zwischen dem Kalkhochgebirge und Kalk-

mittelgebirge auf die mit der Störungslinie Gußwerk—Admont in stumpfem Winkel zusammentreffende Bruchlinie Windischgarsten—Hieflau über.

Die Hochgebirgszone der nordsteirischen und niederösterreichischen Kalkalpen beginnt südlich von der Enns zwischen Admont und Hieflau mit einem Gliede, das zum Teil noch ausgeprägten Kettentypus trägt und nur lokal schwache Ansätze zu plateauförmiger Gliederung zeigt. Dieses Glied bildet im Zuge des Reichenstein, Hochtor und Lugauer die Südhälfte des **Ennstaler Kalkhochgebirges.**[1])

Die Gliederung der Trias ist im Ennstaler Kalkhochgebirge die denkbar einfachste. Alle Glieder zwischen dem Werfener Schiefer und den Cardita-schichten sind in einer Dolomitfacies (Ramsaudolomit von Böse) vertreten. Die Carditaschichten sind oft von sehr geringer Mächtigkeit. Bemerkenswert ist, daß sich südlich vom Hochtorzuge in der Stadlfeldmauer mit der Annäherung an die Zentralzone Carditaschichten und *Halobia rugosa*-Schiefer als mehr litorale Sedimente wieder in größerer Mächtigkeit einstellen.[2]) Kössener Schichten fehlen im eigentlichen Kalkhochgebirge. Die rhätische Stufe ist hier ausschließlich durch Dachsteinkalk repräsentiert. Dagegen ist Lias in verschiedener Ausbildung und oberjurassiche Hornsteinkalke an einzelnen Punkten von Bittner nachgewiesen worden.[3])

In seiner Physiognomie trägt das Ennstaler Kalkhochgebirge an der südlichen Seite des Gesäuses nicht den reinen Kettentypus, wie die Kämme der Lechtaler Alpen oder des Karwendelgebietes zur Schau. Tiefe Taleinschnitte und Scharten zerlegen es in einzelne Stöcke, die schroffe, teils WO, teils NO streichende Felsketten bilden, in deren bald klotzigen, rings von Abstürzen umtieften (Admonter Reichenstein), bald zu Sägegraten zugeschärften Gipfelbauten (Hochtor—Ödstein) sich die Reize der Kalkalpenwelt noch einmal in wilder Schönheit entfalten. Der imposante Abbruch des Hochtorzuges gegen das Gesäuse gewährt bei wenig geneigter Lagerung der Schichten eines der schönsten natürlichen Profile durch die Triasbildungen des Gebirges. Schon im Landschaftsbilde gelangt, wie die nebenstehende Ansicht der Nordwand der Planspitze erkennen läßt, der Kontrast zwischen dem unteren, pralligen, ungeschichteten Dolomit und den gebänderten, durch die Schichtung in hunderte von horizontal dem Gehänge entlang laufenden Bänken geteilten Wänden des Dachsteinkalkes der Gipfelregion klar zum Ausdruck.

Östlich von den Ennstaler Alpen beginnt mit der Hochschwabgruppe eine neue Zone typischer Plateauberge, die wohl an Höhe und an Mannigfaltigkeit des Reliefs hinter jenen der Salzburger Alpen zurückstehen, diesen jedoch in Bezug auf ihre Struktur durchaus ähnlich sind. Dieser Plateauzone gehören Kaiserschild, Hochschwab, die Gruppe der Mürztaler Alpen, Hohe Veitsch, Schneealpe, Raxalpe und Schneeberg an.

[1]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 92—101.

[2]) An der Stadlfeldmauer ist Bittner (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 18) auch der Nachweis der Partnachschichten im Liegenden der Reingrabener Schiefer gelungen.

[3]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 143.

Das eigentliche Hochschwabmassiv besteht aus einer faciell gleichartigen Masse von Triaskalk, in der der Mangel eines mergeligen Niveaus eine weitere Unterabteilung vorzunehmen nicht gestattet. In den dem eigentlichen Hochschwabmassiv südlich vorgelagerten Zügen dagegen läßt sich eine tiefere kalkige oder dolomitische Abteilung von den Riffkalken der Gipfelregion durch eine Einschaltung von Carditaschichten beziehungsweise *Halobia rugosa*-Schiefern trennen.[1] Die Gipfelkalke führen neben Diploporen die Fossilien des Salzburger Hochgebirgskorallenkalkes, gehören also dem Dachsteinkalkniveau an. In der Umgebung von Turnau sind ihnen lokal Zlambachschichten mit *Halorella pedata* eingeschaltet.[2] Westlich von Wildalpen setzen tithonische Nerineenkalke (Plassenkalk) den Zug des Arzberg und Torstein zusammen.[3] Gegen die Störung Gußwerk—Hieflau fallen die Schichten des Hochschwabzuges fast ausnahmslos gegen N ein. Doch fällt die Plateauzone keineswegs ihrer ganzen Breite nach vom kristallinischen Grundgebirge einfach nach N ab, sondern wird vielfach von Brüchen zerschnitten, die der Störungslinie Gußwerk—Hieflau—Admont parallel laufen. Die zwischen solchen Parallelbrüchen eingeschlossenen Streifen des Kalkgebirges schieben sich coulissenartig nach WSW gegen das Gebiet der alten Schiefer vor und scheinen gegen das letztere teils an Querverwerfungen abzubrechen, teils auszustreichen. Dieses Ausstreichen gegen WSW tritt am klarsten bei den den Hauptzug des eigentlichen Hochschwab im S begleitenden Ketten hervor, die durch Aufbrüche von Werfener Schichten von einander getrennt werden. Zugleich sind hier an einer Reihe von Stellen durch Bittner südwärts gerichtete Überschiebungen konstatiert worden.[4]

Gegen Osten bricht das Hochschwabmassiv unvermittelt an der größten Querstörung ab, welche innerhalb der nördlichen Triaszone bekannt ist. Diese Transversallinie ist von Bittner quer durch die Kalkzone vom Rotsohlsattel bei Veitsch über Mariazell bis Scheibbs verfolgt worden. Ihr entspricht der nordwärts gerichtete Vorsprung kristallinischer Gesteine in der Bucht von Gollrad und die große Niederung von Mariazell, deren Anlage mithin in der Struktur des Gebirges begründet erscheint. Auch die Buchberg—Mariazell—Admonter Aufschlußlinie wird durch jene Transversalstörung zwischen Mariazell und Gußwerk unterbrochen. Auf das NO und ONO gerichtete Streichen der Hochschwabzüge folgt östlich von Gußwerk ganz unvermittelt in den Zügen der Sauwand und Tonion ein südöstliches Streichen, als wäre entlang jenem Querbruch an der Grenze des Hochschwab und des Mürztaler Gebietes eine Schleppung oder Stauung des östlichen Terrainabschnittes erfolgt.[5]

---

[1] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 299—309.
[2] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 248.
[3] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 300.
[4] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 89—99.
[5] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 299—309.

Die Kalkalpen im Quellgebiete der Mürz sind durch sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse charakterisiert. Zu den versteinerungsarmen Riffkalken der großen Plateaustöcke tritt in der Umgebung der Mürzschlucht bei Frein eine Entwicklung von norischen (juvavischen) Hallstätter Kalken und Zlambachschichten hinzu. Auf der rechten Seite der Mürzschlucht unterhalb Frein haben G. Geyer und E. v. Mojsisovics[1]) ein Profil beobachtet, das die erwünschte Bestätigung der von E. v. Mojsisovics bis zum Jahre 1892 gegenüber Stur festgehaltenen Ansicht zu bieten schien, daß die Hauptmasse der Hallstätter Kalke, insbesondere die der Schichtgruppe des *Pinacoceras Metternichi* entsprechende Abteilung derselben, unter den Reingrabener Schiefern liege und den oberen Reiflinger Kalken beziehungsweise dem Wettersteinkalk gleichzustellen sei. Seit jene Parallelisierung unhaltbar geworden ist und man weiß, daß die karnischen Hallstätter Kalke des (auch in den Reingrabener Schiefern vertretenen) Aonoides-Horizonts an der Basis der eigentlichen Hallstätter Kalke liegen, müssen große, nach S gerichtete Überschiebungen zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse in dem scheinbar normalen Profil der Mürzschlucht angenommen werden.[2])

Eine tiefgreifende, durch Aufbrüche von Werfener Schichten längs der Talfurche von Dobrein gekennzeichnete Störungslinie, die bei Neuberg an den Südrand der Kalkzone hinaustritt, trennt die Gruppe der Mürztaler Kalkalpen von dem Plateaustock der Hohen Veitsch. Die Schneealpe, die sich nördlich von der Dobreiner Linie erhebt, stellt daher keineswegs eine tektonische Fortsetzung der Veitsch dar. Es bilden vielmehr die Züge des Hochschwab, der Veitsch und der Schneealpe Kulissen, von denen jede einzelne selbständig gegen die Zentralzone nach O ausstreicht.

Schneealpe (1902 *m*), Raxalpe (2008 *m*) und Schneeberg (2075 *m*) sind die östlichsten Vorposten jener langen Reihe stockförmiger Massen mit breiter Plateauentwicklung, die für die südliche oder Hochgebirgszone des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen typisch sind. Der Bau dieser Plateaustöcke ist von F. v. Hauer[3]), Stur, Suess,[4]) Bittner und Geyer[5]) klargestellt worden. Er ist im großen ganzen ebenso einfach, als die oroplastischen Verhältnisse. Die Meinungsverschiedenheiten, die über die stratigraphische Stellung der die Hauptmasse des triadischen Gebirges zusammensetzenden Diploporenkalke zwischen Bittner einerseits, E. v. Mojsisovics und Geyer anderseits geherrscht haben, sind durch die Erkenntnis der wahren Stellung der norischen Hallstätter Kalke im Triassystem endgültig

[1]) E. v. Mojsisovics und G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 229—231 und G. Geyer, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 39. Bd., 1889, S. 581.

[2]) E. v. Mojsisovics. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1892, math.-nat. Kl. S. 776.

[3]) F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. IV, 1853, S. 717.

[4]) E. Suess. Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien, 1864.

[5]) G. Geyer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 497—784.

beseitigt worden, nachdem kurz zuvor für die Gipfelkalke des Schneeberges von BITTNER[1]) durch die Entdeckung von Carditaschichten in ihrem Liegenden der direkte Nachweis einer Äquivalenz mit dem Dachsteinkalk erbracht worden war. Daß übrigens keineswegs die ganze Kalkmasse des Schneeberges und der Raxalpe ausschließlich dem Dachsteinkalk entspricht, scheint mir durch GEYERS Profile am Südgehänge des Gahns (l. c. p. 716) außer Zweifel gestellt zu werden. Es dürften diese Profile, ähnlich wie im Hochschwabzuge, eine faciell gleichartige Entwicklung aller Triasglieder von den Reichenhaller Kalken aufwärts einschließen. An diese zum weitaus überwiegenden Teile jedenfalls in das Niveau des Dachsteinkalkes fallende, dem salzburgischen Hochgebirgskorallenkalk entsprechende Zone diploporenreicher Riffkalke lehnt sich im N und NW eine schmale Zone der Hallstätter Entwicklung. Beide Zonen greifen mehrfach ineinander und zeigen undeutlich verschwommene Grenzen.

Fig. 4. Gangförmige Aufbrüche von Werfener Schichten im Hochgebirgsriffkalk des Schneeberges.
(Nach G. Geyer.)
I. Profil durch Kaiserbrunn und den Hochgang.
II. Profil durch den Prettschacher.
1 Werfener Schichten, 2 Unt. Dolomit, 3 Obertriadischer Riffkalk.

Für die Tektonik des Rax- und Schneeberggebietes sind Verwerfungsbrüche maßgebend, die teils im Schichtstreichen gelegen sind, teils von bestimmten Punkten unter spitzem Winkel fast radial ausstrahlen (Störungen im Naßwalder Tale). An einzelnen dieser Störungen (Linie von Rohrbach)[2]) erscheinen Werfener Schichten auf eine beträchtliche Strecke horstartig zwischen den Diploporenkalken emporgepreßt und durch parallele Längsbrüche gegen die letzteren abgeschnitten.

Während das innere Drittel der nördlichen Triaszone in den Österreichischen Kalkalpen durch die Entwicklung ausgedehnter Plateaustöcke aus obertriadischem Riffkalk mit nördlichem Einfallen der Schichten charakterisiert ist, gehören die beiden äußeren Drittel einer Faltungszone an, in der in der Regel südliches Einfallen bei gleichzeitiger schuppenförmiger

[1]) A. BITTNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 74.
[2]) E. SUESS, l. c., S. 82.

Überschiebung der südlichen über die nördlich anschließende Scholle herrscht. Zugleich macht sich in dieser Region eine merkwürdige Konvergenz der Streichungs- und Aufschlußlinien bemerkbar. Die Scheitelpunkte dieser Konvergenz liegen in der Nähe des Ennsdurchbruches zwischen Hieflau und Altenmarkt. Von Windischgarsten und Gmunden wendet sich das Streichen der Falten und der großen, longitudinalen Aufbrüche des Gebirges bis gegen das Ennstal mehr und mehr gegen SO und jenseits des letzteren nimmt es wieder einen ONO bis NO gerichteten Verlauf. Die Abhängigkeit, welche diese hakenförmige Umbiegung der Stauungsbrüche und der von denselben umgrenzten Schollen von den Umrissen des südlichen Randes der gegenüberstehenden Böhmischen Masse erkennen läßt, ist von F. v. HAUER[1]) zuerst betont worden.

Der südliche Scheitelpunkt der beiden bedeutendsten konvergierenden Aufschlußlinien liegt bei Hieflau in dem von Gosaubildungen erfüllten Becken von Gams. An dieser Stelle trifft eine durch Aufbrüche der tiefsten Triasglieder bemerkenswerte Störung, die von Windischgarsten über St. Gallen und Landl nach SO streicht, mit der Aufschlußlinie Gußwerk—Hieflau zusammen.[2])

Sie kreuzt sich mit einer NNO streichenden, transversalen Bruchlinie, die von Admont über den Buchauer Sattel (850 *m*), eine der tiefsten Einsenkungen in den nordöstlichen Kalkhochalpen, verläuft. Die beiden Seiten der Buchauer Querstörung verhalten sich durchaus selbständig und haben tektonisch fast gar nichts miteinander gemein. Auf der Nordwestseite bilden die Haller Mauern, auf der Südostseite die Gruppe des Buchstein und Tamischbachturm je eine tektonische Einheit. Die nach N einfallenden Triaskalke der Haller Mauern weisen südwärts gegen das Gebiet der Werfener Schiefer von Admont gerichtete Überschiebungen auf.[3])

Im O der Aufschlußlinie von Windischgarsten stößt eine sehr komplizierte Längsscholle an den Buchauer Querbruch. Diese Längsscholle, der die Triaszüge der Laussa angehören, spitzt sich gegen NW zwischen dem Werfener Schieferaufbruch von Windischgarsten und der Kette des Sengsengebirges aus. Das Sengsengebirge bildet eine mächtige nach S geneigte Scholle, deren Gipfelkalke von GEYER[4]) als Wettersteinkalke angesprochen werden. Gegen die Flyschzone wird das Sengsengebirge durch eine SW—NO streichende Verwerfung abgeschnitten, der entlang sich der Hauptdolomit als ein erster Zug höherer, kahler Felsberge in auffallender Weise schroff über den sanft geformten, bebauten und bewaldeten Rücken des Wiener Sandsteins erhebt.

Nahe dem Kreuzungspunkte der Buchauer Querstörung mit der Win-

---

[1]) F. v. HAUER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. IV, 1853, S. 739. Bd. XVIII, 1868, S. 13.

[2]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 299—309.

[3]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 81—85.

[4]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 247—253 u. 1888, S. 152.

I Aufschlußlinie Admont—Buchberg—Mariazell, II Aufschlußlinie Brühl—Altenmarkt, III Buchauer Querstörung, IV Transversallinie Scheibbs—Mariazell, V Guttenstein—Further Aufschlußlinie, VI Miesenbacher Aufschlußlinie, VII Störungszone des oberen Mürztales.

a Dachsteinkalkzug Hochkor—Ötscher, *b* Hauptdolomitgebiet von Abbrenn, *c* Dachsteinkalkzug der Kräuterin, *b'* Hauptdolomitgebiet von St. Ägyd und Rohr, *c'* Dachsteinkalkzug Göller—Gippel, *dd'* Neocommulde Kirchberg—Frankenfels, *e* Faltenregion des Pielachtales, *f* Voralpengebiet von Lunz und Hollenstein.

β Basalte von Landsee und Pullendorf.

dischgarstener Aufbruchslinie zweigt von der ersteren ein zweiter Längsbruch nach NW über den Pfarralm- und Weißwasser-Sattel ab. Diesem Bruche folgt ein Zug cretacischer Schichten von flyschartigem Charakter. Auf den älteren geologischen Karten der Monarchie wird ein zusammenhängender Streifen von Flyschsandstein von Groß-Ramming bis in die mittlere Laussa hereinreichend angegeben. Wie BITTNER[1]) gezeigt hat, erstrecken sich diese Sandsteine bis in das cretacische Becken von Landl-Gams, wo sie das hangendste Schichtglied der fossilreichen Gosaubildungen darstellen. So sind allenthalben in der Umgebung des Ennsdurchbruches die Spuren einer sehr alten, cretacischen Talbildung erkennbar. In die Erweiterung des Ennstales bei Lainbach und Landl fällt das bekannte Gosaubecken von Gams, dessen Spuren sich nach REDTENBACHER[2]) entlang dem Laufe der Enns weit nach Norden bis in die Nähe von Ternberg verfolgen lassen. Jenem alten cretacischen Quertale jedoch, das durch den oben erwähnten Sandsteinzug bezeichnet wird, folgt die Enns heute nicht mehr. Sie hat sich vielmehr unabhängig davon ihren neuen Weg weiter im Osten von Altenmarkt bis Groß-Ramming gesucht.

Der merkwürdige Streifen von Wiener Sandstein, den die ältere aus den Fünfzigerjahren stammende Aufnahme im Ennsgebiete von Groß-Ramming bis zum Gosaubecken von Landl inmitten der Triasregion der nördlichen Kalkzone verzeichnet, ist seither nicht mehr untersucht worden. Hier wird die Reambulierung, die schon für die Gegend von Weyer, wie BITTNER zeigte, einer neuen Aufnahme gleichkam, eine der bedeutendsten Lücken in unserer Kenntnis der Struktur der Nordalpen ausfüllen.[3])

Am Beginne des Längsbruches Pfarralmsattel—Weißwasser stoßen bei St. Gallen die von NW hereinstreichenden Gebirgszüge der Mittellaussa mit den angrenzenden NO streichenden Zügen der Altenmarkter Gegend ganz unvermittelt unter einem nahezu rechten Winkel zusammen. Die wahre tektonische Fortsetzung der Laussazüge sind die Züge der Voralpe und des Gamssteins bei Palfau. Die oberösterreichischen Ketten der Laussa und die niederösterreichischen der Voralpe und des Gamssteins sind nach den Untersuchungen von BITTNER nur als die durch die Buchauer Querstörung getrennten und verschobenen Teile eines ursprünglich einheitlichen, durch gleiche geologische Gliederung und steile bis senkrechte Aufrichtung der Schichten gekennzeichneten Zuges anzusehen. In dem komplizierten Störungsgebiete von St. Gallen schneiden die NW streichenden oberösterreichischen und die ONO bis NO streichenden niederösterreichischen Triaszüge scharf aneinander ab. Ein vermittelnder Übergang zwischen beiden Richtungen findet nicht statt.

Die Züge der Voralpe und des Gamssteins werden im Süden durch einen Aufbruch von Werfener Schichten begrenzt, der der größten zusammen-

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 21.
[2]) A. REDTENBACHER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 24. Bd. 1874, S. 1—6.
[3]) Vgl. A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 251.

hängenden Aufbruchslinie innerhalb der niederösterreichischen Faltungszone entspricht. Diese Längsstörung läßt sich von Altenmarkt bis in die Brühl bei Mödling verfolgen und trennt auf eine bedeutende Strecke die Lassingalpen von dem nördlich vorliegenden Mittelgebirge. Südlich von dieser Aufschlußlinie folgt im Ennsgebiete die Dolomitregion von Groß-Reifling, die durch mehrfache Aufbrüche von Lunzer Sandsteinen untergeteilt wird.[1]) Die Schichtfolge zeigt hier bereits vollständig die dem niederösterreichischen Mittelgebirge eigentümliche Ausbildung der Trias. Über den Werfener Schiefern und Guttensteiner Kalken (mit Fossilien der Reichenhaller Kalke) folgt die mächtige Masse der Reiflinger Kalke, die bei Groß-Reifling selbst die von G. v. ARTHABER[2]) beschriebene, reiche Cephalopodenfauna der anisischen Stufe geliefert haben. Die höchste Abteilung der Reiflinger Kalke,[3]) die bereits ein Äquivalent der ladinischen Stufe repräsentiert, geht nach oben allmählich in die Aonschiefer über. Auf diesen liegen die mannigfaltig differenzierten Bildungen des Aonoides-Horizonts: Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalk.

Im W der Transversalstörung Scheibbs—Mariazell, die, wie bereits erwähnt, die nördliche Triaszone ihrer ganzen Breite nach durchsetzt, erhebt sich zwischen den Aufschlußlinien Gußwerk—Hieflau und Brühl—Altenmarkt die Gruppe der Lassingalpen. Sie zerfällt in drei tektonisch selbständige Längsschollen, unter denen die mittlere das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn bildet, während die südliche und nördliche aus Dachsteinkalk bestehen. Alle diese Schollen treffen mit fast ausschließlich S oder SO gerichtetem Einfallen der Schichten an Störungslinien aufeinander. Die südliche Scholle der Kräuterin (1920 *m*) stößt entlang der Aufbruchslinie Gußwerk—Hieflau mit den N fallenden Triaskalken des Hochschwab-Massivs zusammen. Der nördliche Zug der Dachsteinkalke trägt die Gipfel des Hochkor (1809 *m*), Dürrenstein (1877 *m*) und Ötscher (1892 *m*). Die Längsstörung am Nordwestrande des letzteren Zuges (Brühl—Altenmarkter Aufschlußlinie) tritt orographisch viel stärker hervor als die Störungslinie Mariazell—Admont, die tektonische Achse der ganzen Zone. So auffallend ist der Steilabsturz des Kammes Hochkor—Ötscher auf der Strecke von Lassing über Lunz bis Lackenhof gegen den nördlichen Voralpenzug, daß schon KUDERNATSCH[4]) mit Recht die Grenze zwischen Mittelgebirge und Hochgebirge westlich von der Erlaf in die Aufbruchslinie Brühl—Altenmarkt verlegte.

Das nördlich anstoßende Gebiet von Göstling und Lunz bezeichnet A. BITTNER[5]) als ein geologisches Modell, das ein klares Normalprofil der nordalpinen Trias bietet. An eine dem Hochgebirge zunächst liegende Synklinale mit senkrecht aufgerichtetem Südflügel schließt sich eine Antiklinale,

[1]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 260.
[2]) G. v. ARTHABER. Beiträge zur Geol. u. Paläont. d. österr.-ung. Monarchie etc. Bd. X, S. 1—111 u. 182—242.
[3]) Partnach-Mergel mit *Daonella Lommeli* und *Halobia intermedia*.
[4]) J. KUDERNATSCH. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. III, Heft 2, 1852, S. 45.
[5]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 76.

die im Graben des Sulzbaches bis auf den Reingrabener Schiefer aufgerissen ist, bei Göstling sogar bis in den Muschelkalk hinabreicht. In der südwestlichen Fortsetzung des Lunzer Profils bildet der von großen Längsbrüchen zerschnittene Zug des Königsberges ein Übergangsglied zu den Zügen der Voralpe und des Gamssteins mit senkrecht aufgerichteter Schichtstellung.[1]

Je mehr man sich der Flyschgrenze nähert, desto verwickelter gestaltet sich die Struktur des Gebirges. Doch hat Bittner[2] auch hier zwischen Ybbsitz und Gresten mehrfach ganz typische, nordwärts gerichtete Überschiebungen beobachtet, wie sie für den Bau der niederösterreichischen Voralpen so bezeichnend sind.

Die Beziehungen der Flußtäler der niederösterreichischen Voralpenzone zu der Struktur des Gebirges hat Bittner[3] erörtert. Einzelne Täler zeigen sich in ausgesprochener Weise von Störungslinien abhängig. Das prägnanteste Beispiel einer solchen Abhängigkeit des Flußlaufes von tektonischen Linien

Fig. 5. Profil durch das Triasgebiet von Lunz.
(Nach A. Bittner.)
1 Reiflinger Kalk, 2 Reingrabener Schiefer, 3 Lunzer Sandstein, 4 Opponitzer Kalk, *a* Unt. Kalke, *b* Mergel, *c* Ob. Kalke, 5 Hauptdolomit.

bietet die Ybbs. Sie vereinigt in ihrem Laufe eine Kombination von longitudinalen und transversalen Elementen, von denen fast jedes einzelne auf eine tektonische Ursache zurückgeführt werden kann.

Der Kontrast zwischen der in die Krummholzregion aufragenden Gruppe der Lassing-Alpen und dem nördlich der Brühl-Altenmarkter Aufschlußlinie anstoßenden Voralpenzuge wird noch verschärft durch die Verschiedenheit der Struktur des Gebirges zu beiden Seiten der Transversalstörung Scheibbs—Mariazell. Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß diese Störung den bedeutendsten Querbruch innerhalb der Kalkzone darstellt. Zu beiden Seiten dieser Linie, die den Lauf der Erlaf bis zu einem gewissen Grade beeinflußt, machen sich einige nicht unerhebliche Unterschiede in den tektonischen Verhältnissen bemerkbar. Im O der Erlaf fehlt ein Gegenstück zu dem nördlichen Dachsteinkalkzuge des Dürrenstein und Ötscher. Die stattliche Pyramidenform des Ötscher, der, von O her gesehen, so stolz über seine

[1] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 271.
[2] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 303, 1894, S. 368.
[3] A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 85.

ganze Umgebung aufragt, steht teilweise zu der plötzlichen Erhebung dieses Kammes an der Erlaflinie in Beziehung. Aber auch die im N des Hauptdolomitgebietes von Rohr und St. Ägyd jenseits der Brühl-Altenmarkter Aufschlußlinie[1]) bis zur Flyschgrenze folgenden dicht gedrängten Ketten setzen gegen W ziemlich unvermittelt an der Scheibbs-Mariazeller Transversalstörung ab.[2]) Während im O der letzteren Schuppenstruktur bei allgemeinem Verflachen der Schichten nach S dominiert, herrscht im Erlaftale selbst am Nordabhange des Ötscher auf eine weite Strecke nördliches Einfallen bis zur Steinwandkette, wo neben südlichem Einfallen ein rascher Wechsel antiklinaler und synklinaler Biegungen stattfindet. Aber erst nördlich von Kienberg beginnt wieder das regelmäßige Verflachen aller Schichten gegen S sich einzustellen.[3])

Als die tektonische Musterlandschaft der Schuppenregion im Osten der Erlaflinie bezeichnet Bittner das Quellgebiet der Pielach. Die zahlreichen Quellbäche dieses Flusses, welche die enge aneinander gedrängten oder übereinander geschobenen SO fallenden Längsschollen des Gebirges quer durchschneiden, schaffen eine Reihe der vorzüglichsten natürlichen Parallelprofile. Alle diese Bäche vereinigen sich in dem schmalen Neocomzuge von Kirchberg und Frankenfels, der noch durch eine äußere, streckenweise in zwei Schollen zerfallende Triaskette von der Flyschzone getrennt wird. Die SO-Grenze dieser von Neocombildungen erfüllten Niederung ist eine Überschiebungslinie von ungewöhnlicher Schärfe und Ausdehnung, der entlang im westlichen Teile Reiflinger Kalk, im östlichen Opponitzer Kalk über die neocomen Aptychenschichten geschoben sind.[4])

Die durch die Neocommulde von Kirchberg—Frankenfels von der Hauptmasse der Kalkalpen abgetrennte nördliche Triaskette (Rabensteiner Zug) bildet einen auffallend konvexen Bogen und endet östlich bei Eschenau, so daß im Gebiete des Traisenflusses die Neocommulde von Kirchberg—Frankenfels mit der Flyschzone in offene Verbindung tritt. Der Rabensteiner Zug wird südlich von Scheibbs quer auf sein Streichen von einem meridional verlaufenden Neocomzuge vollständig durchbrochen. Das Neocom greift hier aus der Flyschzone mit nicht wesentlich und nur allmählich sich verändernden Merkmalen in einem kanalförmigen Einschnitte in die Kalkzone ein. Die Lagerungsverhältnisse des Neocoms sind genau die gleichen, wie man sie sonst bei den Gosaubildungen zu finden gewohnt ist. Während das Neocom am Nordrand der Mulde von Frankenfels regelmäßig über dem Jura folgt, liegt es bei Scheibbs und in der Jessnitz diskordant auf viel älteren Schichten in einer alten Erosionsrinne, deren Lage wohl in Beziehung zu der großen

[1]) Da der Dachsteinkalkzug des Ötscher im Osten der Erlaf nicht repräsentiert ist, so verliert diese Linie von da ab den Charakter einer Grenzscheide zwischen dem Hochgebirge und den Voralpen.

[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 65—85.

[3]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 317—324.

[4]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 331—335 u. 385—395.

Scheibbs-Mariazeller Transversalstörung steht. Auch in der Erlafschlucht oberhalb Kienberg liegt das Neocom diskordant zum triadischen Grundgebirge, unter das seine Schichten dort widersinnig einfallen. Der Ablagerung des Neocom vorangehende Gebirgsstörungen müssen in diesem Teile der niederösterreichischen Kalkalpen eine erhebliche Intensität erreicht haben.

Bittners Parallelprofile durch das Triasgebiet des Pielachtales zeigen in den Schuppen die antiklinale Wölbung der ursprünglichen, mit steil gestelltem oder überkipptem Nordflügel versehenen Falten noch mehrfach erhalten. Profile solcher Art lehren, daß die Bildung von Schuppen wirklich aus der Zerreißung schiefer Falten hervorgehen kann.

Das instruktivste Profil an der Grenze von zwei derartigen Schuppen hat Bittner[1]) im Hallbachtale bei Kleinzell im Gebiete der Brühl-Altenmarkter Aufschlußlinie beobachtet. Es ist insbesondere aus dem Grunde interessant, weil man hier das Liegende einer Überschiebung auf eine große

Fig. 6. Überschiebung von Kleinzell.
(Nach A. Bittner.)
1 Werfener Schichten, 2 Reiflinger Kalk, 3 Aonschiefer, 4 Lunzer Sandstein, 5 Opponitzer Kalk, 6 Hauptdolomit, 7 Lias, 8 Jura, 9 Gosaukreide.

Strecke in vorzüglicher Weise aufgeschlossen sieht. Es wird uns dadurch ein Einblick in die unterhalb der Ränder einer überschobenen Gebirgsscholle herrschenden Verhältnisse ermöglicht.

Eine bemerkenswerte — aus dem beigefügten Profil selbst nicht ersichtliche — Komplikation der Überschiebung bei Kleinzell ergibt sich aus der Tatsache, daß stellenweise die Kössener Schichten der rhätischen Stufe diskordant auf älteren Triasgliedern (Lunzer Sandstein) unter Umständen auflagern, die eine Annahme tektonischer Bewegungen entlang der Brühl-Altenmarkter Störung in vorrhätischer Zeit notwendig machen.

Die überschiebende Scholle des Hexenberges und der Gemeindealpe im Profil von Kleinzell entspricht dem nördlichen Schichtenkopfe des großen Hauptdolomitgebietes von St. Ägyd und Rohr, das von Stur in geologischer Hinsicht als „trostlos“ erklärt wurde.

Für die Tektonik ist das Auftreten gleichsinnig nordwärts überschobener Schollen maßgebend.[2]) Bei Schwarzau durchsetzt eine wichtige Transversal-

[1]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 320—338.
[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 295, 1894, S. 278—282.

störung das Hauptdolomitgebiet und den gegen S vorgelagerten Zug von Dachsteinkalken, der das letztere von der Buchberger Aufbruchszone trennt. Die Ungleichheit der beiden Talseiten und das isolierte Auftreten von Caprotinenkalken des Urgon bei Schwarzau sind an diese Querstörung geknüpft.[1] Zugleich führt dieser Querbruch ein Überspringen des Aufbruches von Werfener Schiefer in der Buchberg-Mariazeller Aufbruchszone zwischen dem Voistale und dem Schwarzatale herbei. Innerhalb des Zuges der Werfener Schichten findet sich im Schlagergraben (Preintal) ein Aufbruch von Quarzphylliten und Glimmerkalken, das einzige bisher bekannte Vorkommen dieser Art in den nordöstlichen Kalkalpen. Gegen N macht sich die Schwarzauer Querstörung bis in die Gegend von Lilienfeld bemerkbar, wo durch dieselbe die Ausbreitung der Gosauschichten in transversaler Richtung und vielleicht auch das Auftreten der Orbitolinenschichten des Cenoman beeinflußt wird. Der Zusammenhang der Querstörung von Lilienfeld mit jener von Schwarzau wird durch Gosaubildungen maskiert, die in ihrer transversalen Ausbreitung den Einfluß der präexistierenden Querbrüche auf ihre Ablagerung verraten.[2])

Nahe dem östlichen Abbruch der nördlichen Triaszone an der Thermenlinie von Wien treten zu den beiden großen Aufschlußlinien von Buchberg—Mariazell und Brühl—Altenmarkt noch zwei weitere, tief greifende Längsstörungen hinzu. Die eine derselben, von Bittner als Guttenstein-Further Aufschlußlinie bezeichnet, zweigt bei Altenmarkt von der Brühl-Altenmarkter Linie ab und verliert sich in dem Hauptdolomitgebiet westlich von Guttenstein.[3]) Die zweite entsteht durch eine Spaltung der Buchberg-Mariazeller Aufbruchszone. Die letztere gabelt sich an der südwestlichen Ecke der Hohen Wand. Der eine ihrer beiden Äste bildet die Miesenbacher Aufbruchslinie, die von dem Hauptbruche die tektonische Rolle einer Symmetrielinie übernimmt. Entlang dieser Störung, gegen die von beiden Seiten her die jüngeren Triaskalke einfallen, brechen ältere Schichtglieder bis zum Werfener Schiefer hinab auf und treten Kuppen von Hallstätter Kalk hervor. Das nordöstlichste, fossilreiche Vorkommen derselben findet sich bei dem Schlosse Hernstein. Diskordant auf den älteren Schichten des Grundgebirges schmarotzen Lappen von Gosauablagerungen.[4])

Das bedeutendste und infolge seiner Kohlenführung auch in industrieller Beziehung wertvollste Gosauvorkommen befindet sich in der Neuen Welt und bei Grünbach am SO-Fuße der Hohen Wand. Die Masse der Hohen Wand bildet ein Gewölbe aus obertriadischem Kalk von der Facies der Salzburger Hochgebirgskorallenkalke, dessen nordwestlicher Flügel gegen das Miesen-

[1]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 245—247 und 320—338.

[2]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 216 u. 1901, 153—168.

[3]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 270, S. 398—410.

[4]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 72. Die Hauptquelle unserer Kenntnis des östlichsten Abschnittes der Kalkzone ist Bittners Monographie von Hernstein. (Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Wien, 1882.)

bachtal einfällt, während der südöstliche als eine fast ununterbrochene Felswand mit senkrecht aufgerichteten, bis überkippten Schichten abstürzt, unter welche die im SO vorliegenden Gosaubildungen der Neuen Welt ihrer ganzen Erstreckung nach hinabtauchen.

Das Gosaubecken der Neuen Welt bildet eine unsymmetrische Mulde, die gegen SO durch das Wiederauftauchen eines niedrigen Zuges von Triaskalk abgeschnitten wird. Die Gliederung der Gosaubildungen ist hier vollständiger als an irgend einer andern Stelle in den nordöstlichen Alpen.[1]) Die Überschiebung der Gosauschichten durch die Wandkalke fällt in die Kategorie der am Südrande der Triaszone an zahlreichen Stellen vom Ewigen Schnee bis zum Hochschwab konstatierten südwärts gerichteten Überschiebungen. Sie ist keineswegs die jüngste Störung im Bau des Gebirges. Es werden vielmehr die Wandkalke samt den angelagerten und überschobenen Gosaubildungen gleichmäßig von quer oder genauer diagonal auf das allgemeine Streichen gerichteten Blattflächen durchsetzt. Die Masse der Wandkalke und der Gosauschichten erscheint dabei als ein Ganzes verworfen und die Kreide lokal an den Verwerfungen geschleppt. Diese Tatsache zwingt zu der Annahme, daß die Aufrichtung und Überkippung der Gosauschichten bereits erfolgt sein mußte, ehe jene Blätter sich bildeten.[2]) Man kann daher mindestens drei altersverschiedene Systeme von Störungen in diesem Gebiete unterscheiden: eine ältere prägosauische, welche mit der Anlage der großen Aufbruchslinien zusammenfällt, und zwei postcretacische, unter welchen die Entstehung der Blattflächen sich als die jüngere darstellt. Es ist bemerkenswert, daß eine Anzahl von Erdbeben in Nieder-Österreich sich auf Linien abgespielt hat, welche der Richtung dieser Blattflächen folgen.[3])

Blattförmige Querverschiebungen solcher Art sind in diesem Teile der niederösterreichischen Schuppenzone sehr häufig. Eine der auffallendsten schneidet die durch die Entwicklung fossilreicher rhätischer Schichten berühmte Mandling-Kette[4]) gegen das Miesenbachgebiet ab. Die meisten dieser Blätter sind mit Horizontalverschiebungen des östlichen Flügels gegen N verknüpft, doch hat Bittner mit Recht darauf hingewiesen, daß die auf den Klüften sichtbaren Bewegungsspuren in der Regel nicht horizontale, sondern schief nach aufwärts gerichtete seien.[5]) Man wird daher diese Blätter wohl als „Diagonalverschiebungen“ im Sinne von Philippi[6]) anzusehen und sich

[1]) Über die Gosaubildungen der Neuen Welt vergl. außer Bittner „Hernstein“ (S. 230—286) noch F. v. Hauer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 184, J. Čžjžek, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt II, 1851, S. 107. D. Stur. Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft 1877, S. 154, H. Seeley und E. Suess. Quart. Journ. Geol. Soc. 1881, S. 620.

[2]) A. Bittner. „Hernstein“. S. 308; E. Suess „Das Antlitz der Erde“, I, S. 184.

[3]) „Kamplinie“. Suess. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. 33. Bd., 1873, S. 1—38.

[4]) In der Mandlingkette gehören die rhätischen Schichten zu den am besten entwickelten Gliedern der mesozoischen Serie.

[5]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 398—410.

[6]) E. Philippi. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1897, S. 329 u. 342.

ihre Entstehung der von jenem Beobachter gegebenen Erklärung entsprechend als das Resultat einer Kombination horizontaler und aufwärts gerichteter Bewegungen vorzustellen haben.

Auch für die Tektonik des östlichsten Abschnittes der Faltungszone der niederösterreichischen Kalkalpen steht das von Bittner[1]) aufgestellte Gesetz der „Schuppenstruktur"[2]) in Geltung. Bittner hat in seiner Darstellung der geologischen Verhältnisse von Hernstein gezeigt und seine späteren Untersuchungen haben die Tatsache bestätigt, daß von der Buchberger Aufschlußlinie bis zur Flyschzone die Schichten mit großer Beständigkeit gegen das Innere des Gebirges einfallen und daß sich, „ohne daß eine wellenförmige Faltung des Gesamtterrains nachweisbar wäre, von N gegen S dieselbe Aufeinanderfolge der Formationsglieder oftmals wiederholt, so daß auf weite Strecken hin in paralleler Anordnung die jüngsten Glieder der nördlichen Gebirgszonen unmittelbar an die ältesten der nächstsüdlichen Zonen anstoßen". Auf die tektonische Bedeutung der die einzelnen Längsschollen begrenzenden Aufbruchslinien der ältesten Triasbildungen haben schon F. v. Hauer und E. Suess hingewiesen. Bittner hat diese Schuppenstruktur des Gebirges in ihrer Grundanlage auf ein System von einseitigen, liegenden Falten mit nordwärts blickenden Scheiteln zurückzuführen versucht.

Ein scharfer, fast geradliniger Abfall, der aus der Gegend von Gloggnitz über Baden und Mödling bis Wien verläuft, schneidet die gesamte Kalkzone diagonal auf ihr Streichen ab. Dieser Abfall des Gebirges gegen die Niederung von Wien und Wiener-Neustadt fällt mit einer Störungslinie zusammen, die an zahlreichen Punkten (z. B. bei Gumpoldskirchen, Baden, Vöslau, Fischau und Brunn) durch das Auftreten von warmen Quellen gekennzeichnet ist und für die E. Suess[3]) den Namen „Thermenlinie von Wien" in die Literatur eingeführt hat. Diese Linie schneidet die Sandsteinzone unter einem so spitzen Winkel, daß nur der innere Saum derselben im Bisamberge noch von der Störung betroffen wird.[4]) Der äußere Abschnitt der Flyschzone dagegen setzt sich über den Rohrwald, die Berge von Nikolsburg, den Steinitzer Wald und das Marsgebirge, allerdings von den jüngeren Bildungen der Ebene mehrfach unterbrochen, in die Karpaten fort. Ebenso sinkt die kristallinische Zentralzone der Ostalpen im N des Rosaliengebirges nur auf eine kurze Strecke unter die Ebene hinab, schließt sich jedoch weiterhin über das Leithagebirge und die Hainburger Berge fast unmittelbar an die Zentralmasse der Kleinen Karpaten an. Während auf diese Weise die Sandsteinzone und die kristallinische Zentralzone eine nur an wenigen Stellen (Völkerpforten von Wien und Carnuntum) unter-

---

[1]) A. Bittner, Hernstein l. c. S. 298—307.

[2]) E. Suess, „Das Antlitz der Erde" I, S. 149.

[3]) Vergl. insbesondere den Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien 1864, S. 69.

[4]) Über eine eventuelle Fortsetzung der Thermenlinie gegen N. vergl. Knett, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 245.

E DURCH DIE NÖR

ch-Thal

Bettelspitz

Ulbigenalp

9 8 9 10 8 10 7 7

durch die Lechthaler

teiner u. Virgloriakalk, 4 Partnach-Schichten
kalk (der Rhät. Stufe) 10 Adnether Kal

Gamsjoch

3 Rosskopf Ris.

3 4 1

urch das Hintere Kar

3 Wettersteinkalk, 4 Cardita-Schichten

Hoher
Mandling 967 m

zl Oed

4 5 6 5 6 4 7 8 7

die Nördl. Kalkalpen bei

3 Lunzer Sandstein, 4 Hauptdolomit, 5 Dac
8 Oberer Jura, 9 Gosauschichten,

brochene Verbindung der Alpen mit den Karpaten vermitteln, ist die Kalkzone an jener großen Thermalspalte vollständig in die Tiefe gesunken. „Dieser plötzliche Abbruch eines großen Teiles des mächtigsten Gebirgssystems unseres Weltteiles ist jedenfalls der hervorragendste, wenn man so sagen darf, der charakteristische Zug in der Struktur des naheliegenden Gebirges und alle weitere Gestaltung in dem Relief des Landes, sein landschaftlicher und wirtschaftlicher Charakter und ein großer Teil seiner politischen Geschicke stehen mit dieser Erscheinung in Verbindung, indem dadurch jene einzige Unterbrechung in diesem, Europa in eine Nord- und in eine Südhälfte teilenden Gebirgszuge geschaffen wurde, welcher Wien seine Bedeutung als Weltstadt verdankt.“[1])

Wien liegt nicht am Außenrande der Alpen, sondern in den Alpen selbst, auf einem versunkenen Stück der Nördlichen Kalkzone.[2]) Mit Recht bezeichnet man daher die dreieckige, gegen Gloggnitz in einem spitzen Winkel sich auskeilende Niederung zwischen der Thermenlinie und der kristallinischen Zentralzone als das inneralpine Senkungsfeld von Wien. Auch die Grenze dieses Senkungsfeldes gegen die Zentralzone wird, wenigstens stellenweise, durch Verwerfungen bestimmt. Dafür gibt das an einzelnen Punkten der Umgebung von Gloggnitz durch den Bergbau konstatierte scharfe Abschneiden der jungtertiären Lignitflötze an dem Grundgebirge und das Auftreten von Thermen bei Deutsch-Altenburg und Breitenbrunn einen Fingerzeig.

Einsenkungen dieser Art „sind die Zeichen eines Weichens der Unterlage unter einzelnen Teilen der bereits gefalteten Alpen“.[3]) Der Einbruch von Wien ist etwas später erfolgt als die Aufrichtung des Gebirges während der miocänen Epoche. In die Senkung traten jungtertiäre Bildungen ein. Obwohl ein Teil derselben von nachfolgenden tektonischen Bewegungen mitbetroffen wurde, haben sie doch den steilen Schichtstellungen der alpinen Gesteine des Randgebirges gegenüber eine flache Lagerung bewahrt. Im großen ganzen sind die känozoischen Sedimente in Gürteln derart angeordnet, daß die ältesten dem Gebirgsrande zunächst liegen.[4])

In dem südlichen Teile des Senkungsfeldes scheint sich unmittelbar

---

[1]) Die geographische Lage von Wien haben J. G. Kohl (die geographische Lage der Hauptstädte Europas, 1874, S. 248) und A. Penck (Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. 1895, S. 673) eingehend erörtert.

[2]) Daß der tiefere Untergrund der Stadt Wien aus Gesteinen der Kalkzone, nicht wie man von vornherein vermuten möchte, der Flyschzone bestehen dürfte, hat zuerst E. Suess (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 5) betont.

[3]) E. Suess, „Das Antlitz der Erde“ I, S. 178.

[4]) Über die Tertiärbildungen des inneralpinen Wiener Beckens vergl. insbesondere F. Karrer, Abh. d. geolog Reichsanstalt, IX. Bd., 1877 und Fuchs und Karrer, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. XVIII–XXV. (Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens.) Eine kurzgefaßte, sehr ansprechende Darstellung gibt E. Suess (Der Boden der Stadt und sein Relief, aus dem I. Bde. der „Geschichte der Stadt Wien“, herausg. vom Altertumsvereine 1897).

nach dem Einbruch ein Süßwassersee gebildet zu haben, dessen Sedimente in den lignitführenden Tonen von Pitten vorliegen. Diese limnischen Bildungen sind am Rande des Gebirges in Spuren bis Wien[1]) verfolgt worden. Hierauf trat das mediterrane Meer in die Senkung ein. Seine dem alten Ufer am nächsten gelegenen Absätze sind als Leithakalke und -sande, die Sedimente des tieferen Wassers als blaue Tone (Tegel von Baden) entwickelt.[2]) Solche marine Sedimente des Miocän sind jedoch keineswegs nur auf das Gebiet des eigentlichen Senkungsfeldes beschränkt, sondern auch in einzelnen tiefer liegenden Mulden inmitten des Kalkgebirges [St. Veit a. d. Triesting,[3]) Gaaden, Siegenfeld[4])] bekannt, wo sie über dem älteren Süßwassertegel liegen. Auch die über der Mediterranstufe folgenden Absätze des sarmatischen Binnenmeeres lassen eine ihrer Bildungsregion entsprechende Differenzierung in Kalksandsteine (Cerithienschichten) und blaue Tone (Tegel von Nußdorf) erkennen. Innerhalb der Kalkzone liegen sarmatische Meeresablagerungen auf solchen der Mediterranstufe bei St. Veit a. d. Triesting, westlich von der Thermenlinie. An die Stelle des sarmatischen Binnenmeeres trat zur Zeit der Pontischen Stufe in der inneralpinen Niederung von Wien ein Süßwassersee. In seinen Sedimenten, dem Tegel von Inzersdorf, erscheint zusammen mit lakustren Conchylien (*Congeria, Melanopsis*) die Landfauna des Pliocän. Die jüngsten unter den tertiären Ausfüllungen des Wiener Beckens sind die fluviatilen Belvedereschotter. Ihrer Ablagerung folgt in der Senkung von Wien eine Lücke in den Sedimenten, entsprechend einer Zeit der Denudation des Bodens und der Ausfurchung von Tälern in der Oberfläche des pontischen Tegels. Dieser abgewaschenen Oberfläche des pontischen Tegels sind die pleistocänen Binnenbildungen der Diluvialzeit aufgelagert. Das Meer jedoch ist seit dem Schlusse der Miocänzeit nicht wieder in die inneralpine Niederung von Wien eingedrungen.

In dem südlichen Teile des Senkungsfeldes spielen unter den jüngsten Ausfüllungen gewaltige Schuttkegel der aus den Alpen in die Niederung hinaustretenden Flüsse die Hauptrolle. Einer älteren Schotterbildung, die zwischen den mediterranen Leithaconglomeraten und den jüngeren diluvialen Schottermassen ihre Stellung einnimmt, entspricht das (wahrscheinlich pontische) Rohrbacher Conglomerat. Diluvialen Alters sind die beiden großen Schuttkegel der Schwarza und Piesting mit den Scheitelpunkten in Neunkirchen und Wöllersdorf, welche die Oberfläche des Wiener-Neustädter

[1]) E. Kittl. Ann. d. nat.-hist. Hofmus. II, 1887, S. 76.

[2]) Vergl. insbesondere Th. Fuchs. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXI, 1871, S. 67 ff. Die durch zahlreiche Beobachtungen gestützte Ansicht: „Alle rein marinen Ablagerungen im alpinen Wiener Becken sind durchaus gleichzeitige Bildungen und ihre Verschiedenheiten sind nur Faciesunterschiede“ — wird von ihrem Autor heute allerdings nicht mehr in voller Strenge aufrechterhalten.

[3]) F. Toula. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 219, R. Handmann, ibid. 1883, S. 170 u. 1885, S. 188.

[4]) E. Kittl. Ann. d. nat.-hist. Hofmus. IV, 4. Heft, F. Schaffer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 335.

Steinfeldes zusammensetzen und deren Grundwasser die Tiefquellen der Fischa und Fischa-Dagnitz speist.[1])

Die meisten der Flüsse, die aus den Kalkalpen in das Senkungsfeld eintreten, am entschiedensten die Schwechat, die Triesting und der kalte Gang, erfahren längs der Thermenlinie eine auffallende Ablenkung ihres Laufes. Während ihre Gerinne innerhalb der Kalkzone eine quer auf das Streichen der großen Faltungslinien verlaufende OSO-Richtung einhalten, folgen sie jenseits der Thermalspalte, wo die Fortsetzung des Gebirges verschwunden und mit jüngeren Gebilden überschüttet ist, dem Gefäll der Ebene und wenden sich gegen NO. „Der Parallelismus dieser Flußläufe innerhalb der Alpen sowie bei veränderter Richtung außerhalb des Gebirges ist auf jeder Karte von Nieder-Österreich ersichtlich.“ (E. Suess, l. c. p. 190.)

Die tertiären Ausfüllungsmassen der inneralpinen Senkung von Wien zeigen sich vielfach von jüngeren tektonischen Störungen betroffen. Aber das Ausmaß dieser Störungen ist in den limnischen Bildungen vom Alter der lignitführenden Tone von Pitten und in den nachfolgenden Ablagerungen wesentlich verschieden. Fast überall, wo in den lignitführenden Miocänlappen des Gebirgsrandes durch den Abbau der Lignite, wie bei Hart, Schauerleiten, Pitten, Leiding und Brennberg, die Lagerungsverhältnisse festgestellt worden sind, haben sich dieselben als sehr kompliziert erwiesen. In dem Braunkohlenbecken bei Hart sind alle Flötze steil aufgerichtet, zwei Flötze stehen vollkommen senkrecht.[2]) Auch das Braunkohlenvorkommen in der Schauerleiten am Nordabhang des Rosaliengebirges lehnt sich in steil aufgerichteter Schichtstellung an das Grundgebirge an.[3]) Czjžek[4]) verlegt die gewaltigen Störungen, welche die Flötze von Hart betroffen haben, an das Ende der Neogenzeit, während Karrer sie mit dem Abbruch der Alpen und mit der Entstehung der Thermenlinie in unmittelbare Beziehung bringt. Der Kontrast der steilen Aufrichtung der Lignite von Pitten mit der flachen Lagerung des marinen Miocän legt im Sinne der Auffassung Karrers die Schlußfolgerung nahe, daß jene tektonischen Bewegungen, denen die lignitführenden Tone ihre steile Schichtstellung verdanken, sich vor dem Eintritte des miocänen Meeres in das Senkungsfeld von Wien abgespielt haben.

Die jüngeren Tertiärbildungen des inneralpinen Wiener Beckens haben zumeist ihre flache Lagerung bewahrt. Doch sind sie von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, die ein staffelförmiges Absinken der Neogenschichten vom Gebirgsrande gegen die Mitte des Beckens bewirkt haben. Diese Verwerfungen sind, wie Fuchs und Karrer gezeigt haben, die Ursache, daß die einzelnen Stufen der Tertiärformation bei Wien zonenförmig nebeneinander

---

[1]) C. v. Sonklar. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. XLIII, 1861, S. 233 u. E. Suess im Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission l. c., S. 119—179.

[2]) F. Karrer. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, IX, S. 55—60.

[3]) H. Hoefer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 196.

[4]) J. Czjžek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, V, 1854, S. 520.

gelagert auftreten. Es scheint, daß solche Verwerfungen durch Störungen des Gleichgewichtes in den lockeren Terrainmassen vielfach zu seitlichen Überschiebungen Veranlassung gegeben haben. Im Gefolge der letzteren haben sich komplizierte Stauchungen und Gleitfaltungen gebildet, die aber auf selbständige Massenbewegungen im lockeren Material des Bodens und nicht auf gebirgsbildende Bewegungen von größerem Umfange zurückzuführen sind.[1] In den Tertiärschichten des Wiener Beckens finden sich nach Fuchs zahlreiche Beispiele von selbständigen, „durch die Schwerkraft bedingten Bewegungen loser Terrainmassen, welche mit einer Faltung der Schichten beginnend, schließlich in eine förmliche Massenbewegung übergehen, die bald mehr rollend, bald mehr gleitend nur mit dem Fließen eines Schlammstromes oder der Bewegung eines Gletschers verglichen werden kann“. Anzeichen einer außergewöhnlichen dynamischen Einwirkung, wie wir sie in der Aufrichtung der alpinen Gesteine des Beckenrandes und selbst noch in den intensiven Störungen der Lignite von Pitten erkennen, sind in den jüngeren Tertiärbildungen des inneralpinen Senkungsfeldes von Wien nicht nachweisbar.

III. Abschnitt.

Die Zentralzone.

Schichtfolge der kristallinischen Schiefer und Eruptivgesteine. — Grauwackenzone. — Kristallinische Zone des Veltlin. — Adamello. — Ortler Alpen. — Triasmulde der Münstertaler Alpen und des Unter-Engadin. — Silvrettamassiv. — Ötztaler Massiv. — Judicarienlinie. — Granitische Massen auf der Judicarienlinie. — Zusammenhang mit den Draubrüchen. — Die Brennerfurche. — Triasschollen des Stubai. — Tribulaungruppe. — Tuxer Voralpen. — Phyllitzug des unteren Zillertales und des Pinzgauer Mittelgebirges. — Grauwackenzone von Kitzbühl und Dienten. — Die Zone der Brenner Schiefer und Krimmler Schichten. — Der Tauerngraben. — Die Hohen Tauern. — Die Zone im Süden des Tauern-Hauptkammes. — Das Ostende der Hohen Tauern. — Gneismasse der Bundschuhtäler. — Carbonscholle der Stangalpe. — Schladminger Massiv. — Triasscholle der Radstädter Tauern. — Umbiegung des Tauernbogens. — Steirische Masse. — Phyllitmulde von Murau. — Jüngere Bildungen des Krappfeldes und im unteren Lavanttal. — Becken von Klagenfurt. — Koralpe. — Bachergebirge. — Nordsteirischer Gneisbogen. — Massiv des Bösenstein. — Mürztaler Gneismasse. — Schichtfolge des Paläozoicums in Nordsteiermark. — Die Bucht von Graz. — Gneismasse des Wechsel. — Semmering. — Die nordöstlichen Ausläufer des Nordsteirischen Gneisbogens. — Tertiäre Täler der Zentralzone. — Kesselbrüche am Ostrande der Zentralalpen. — Vulkane von Gleichenberg. — Abnahme der Intensität der Faltung in den Zentralalpen gegen Osten.

Die Struktur der kristallinischen Zentralzone der Ostalpen ist eines der dunklen Kapitel der Alpengeologie. So wenig es zu bestreiten sein dürfte, daß wir über den Bau großer Teile der mesozoischen Zone der Ostalpen ein nicht unerhebliches Material positiver und zuverlässiger Kenntnisse besitzen, so bestimmt dürfen wir überzeugt sein, daß sehr vieles von

[1] Th. Fuchs. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXII, 1872, S. 309.

dem, was wir heute über die Tektonik der Zentralzone zu wissen glauben, falsch ist. Hier geraten wir in ein Gebiet, in welchem die Menge der Hypothesen jene der sichergestellten Beobachtungstatsachen leider überwiegt. Solange es nicht gelungen ist, auf dem mühsamen Wege schrittweise durchgeführter Spezialaufnahmen die wirkliche Reihenfolge der kristallinischen Schiefergesteine zu ermitteln, bleibt auch die Entzifferung der Architektur des Gebirges ein frommer Wunsch. Wie weit wir von einer solchen entfernt sind, geht am besten aus der Tatsache hervor, daß Ansichten, die man längst tot und begraben wähnte, wie jene von der Hebung der Zentralmassive durch tertiäre Granitintrusionen, in jüngster Zeit wieder gleich Gespenstern aus der Vergangenheit aufgetaucht sind.

Obwohl die Detailaufnahmen in der Zentralzone noch nicht so weit fortgeschritten sind, um eine für das ganze Gebiet der Ostalpen gültige Schichtfolge der kristallinischen Gesteine festzustellen, lassen sich immerhin für einzelne Teile dieser Zone die Grundzüge zu einer solchen Übersicht der natürlichen Schichtfolge in den allgemeinsten Umrissen entwerfen. Unsere Kenntnisse sind in dieser Richtung für die östliche Hälfte der Zentralzone erheblich weiter vorgeschritten als für die westliche.

Die kristallinischen Gesteine der Ostalpen sind teils eruptiven, teils sedimentären Ursprungs. Doch ist es noch durchaus nicht gelungen, die Entstehung bestimmter Gesteinsgruppen in jedem einzelnen Falle mit Sicherheit zu entscheiden. Beide große Abteilungen von kristallinischen Gesteinen sind durch Dynamometamorphose vielfach verändert worden. Dieser Metamorphismus ist häufig auch von Veränderungen in den die kristallinischen Gesteine zusammensetzenden Mineralien begleitet worden. Zahlreiche Hornblendeschiefer und Chloritschiefer sind wahrscheinlich nur umgewandelte Eruptivgesteine (vulkanische Tuffe). Als intrusive Eruptivgesteine werden in neuerer Zeit von einer namhaften Zahl von Forschern die unter dem Namen „Zentralgneis" bekannten granitischen Gesteine der Hohen Tauern aufgefaßt, die ältere Beobachter als das normale Grundgebirge der kristallinischen Schichtreihe betrachteten, die aber nunmehr als jüngere Intrusionen in die kristallinischen Schiefer gelten müssen.

Ihrer Altersstellung nach kann man drei große Hauptgruppen der kristallinischen Bildungen unterscheiden. Die älteste Gruppe wird durch die „Gneisphyllite" im Sinne von Stache repräsentiert. Das mächtigste Schichtglied der mittleren Gruppe sind granatführende Glimmerschiefer. Die oberste Gruppe ist die mannigfaltigste. Ihre Zusammensetzung ist in verschiedenen Teilen der ostalpinen Zentralzone eine außerordentlich wechselnde. An derselben beteiligen sich die von Stache[1]) als Kalkphyllit-Gruppe, Quarzphyllit-Gruppe und Kalktonphyllit-Gruppe bezeichneten Entwicklungstypen. Diese drei Gruppen entsprechen nicht bestimmten Abteilungen in der Schichtfolge, vielmehr kommt ihnen, wie Stache selbst wiederholt betont

[1]) G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 135—272.

hat, lediglich eine facielle Bedeutung zu. Die Stellung dieser Gruppen im geologischen System ist in einzelnen Distrikten der Ostalpen bereits mit einiger Sicherheit festgestellt, in anderen noch kontrovers. Für einen Teil der von STACHE hieher gerechneten Bildungen ist ein paläozoisches, ja sogar mesozoisches Alter erwiesen oder wahrscheinlich gemacht worden. Von einem andern Teil darf es als ausgemacht gelten, daß er unter den ältesten fossilführenden Schichten der Alpen liegt.[1])

Ob der Metamorphismus in paläozoischen und mesozoischen Sedimenten so weit gehen könne, daß durch tief greifende mineralische Veränderungen selbst echte kristallinische Schiefergesteine aus denselben gebildet werden, ist der Gegenstand eines noch nicht abgeschlossenen Streites zwischen den beteiligten Forschern. Die Meinung, daß unter den echten kristallinischen Schiefern der Alpen keine umgewandelten paläozoischen oder mesozoischen Sedimente sich befinden, daß vielmehr zwischen den letzteren und den der archaischen Ära angehörigen Bildungen stets ein Unterschied zu konstatieren sei, hat ihre entschiedensten Vertreter in EMMRICH und BONNEY gefunden.[2])

Zahlreiche Denudationsreste von paläozoischen und mesozoischen Sedimenten auf dem kristallinischen Grundgebirge beweisen, daß große Teile des letzteren einst von einer zusammenhängenden Decke mariner Ablagerungen überspannt waren. Wo diese jüngeren sedimentären Lappen als die Reste enge gepreßter Falten vor der Denudation bewahrt geblieben sind, lassen sie häufig weitgehende, dynamometamorphe Veränderungen erkennen. Nicht allein tonige und mergelige Gesteine zeigen sich von solchen Veränderungen betroffen, sondern auch die harten Triaskalke, die gelegentlich durch ihre kristallinische Textur und den Belag mit Glimmer- oder Sericitschüppchen den Marmorlagern in der älteren Kalkphyllit-Gruppe sehr ähnlich werden. Da die mesozoischen Sedimente, insbesondere jene der Trias, nicht nur an Stellen energischer Faltung, sondern manchmal auch bei flacher, wenig gestörter Lagerung eine von jener der Triasbildungen in den beiden Kalkzonen abweichende Beschaffenheit aufweisen, so ist die letztere, wie PICHLER[3]) und E. v. MOJSISOVICS betont haben, wohl nicht in allen Fällen und ausschließlich auf dynamometamorphe Vorgänge zurückzuführen, sondern wohl zum Teile als ursprünglich anzusehen.

B. STUDER und DESOR haben zuerst die kristallinischen Zonen der Alpen in eine Reihe unregelmäßig verteilter „Zentralmassen" aufzulösen

---

[1]) Der Versuch, eine Gruppe der kristallinischen Gesteine der Ostalpen als „Casannaschiefer" einem bestimmten Niveau zuzuweisen, ist mit STACHE (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 207) als mißglückt anzusehen. Der Name „Casannaschiefer" entspricht überhaupt keinem definierbaren stratigraphischen Begriff.

[2]) Für die Annahme eines weitgehenden Metamorphismus, durch den ursprünglich normale Sedimente in kristallinische Gesteine umgewandelt wurden, ist unter den österreichischen Geologen insbesondere PETERS eingetreten, der in der Schieferhülle der Zentralzone eine Vertretung der gesamten Schichtreihe von den archaischen Bildungen bis zur Trias erblicken wollte.

[3]) A. PICHLER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIV, 1864, S. 437.

versucht, deren jede aus einem älteren Kern besteht, der von den jüngeren Schichtmassen mantelförmig umlagert wird. In diesen Zentralmassen treten die ältesten Schichtglieder bald als Ellipsoide, bald in langen Streifen als die durch die Erosion bloßgelegten Kerne von Falten zu Tage. Theoretisch würden sie daher jene Stellen der Erdkruste bezeichnen, wo die Faltung ihren größten Betrag erreichte und die ältesten Gesteine der Zentralzone so hoch emporgewölbt wurden, daß sie durch die Denudation von der Hülle der jüngeren kristallinischen Schiefer befreit und bloßgelegt werden konnten.[1]) Eine ein richtiges Bild der Tektonik der Zentralalpen gebende Karte müßte daher vor allem diese Zentralkerne von der jüngeren Schieferhülle gesondert zur Darstellung bringen. Dieser Anforderung entsprechen unsere geologischen Karten noch nicht. Was sie als Zentralmassive verzeichnen, sind in Wirklichkeit sehr verschiedenartige Dinge. Wenn man die Zentralmassen der westlichen Tauern und der Hochwildstelle nennt, so bezeichnet man in dem ersten Falle eine Intrusivmasse, die wahrscheinlich jünger ist als ihre Schieferhülle, als Zentralmassiv, in dem zweiten hingegen einen Kern von Hornblendegneisen, der älter ist als die ihn mantelförmig umlagernden Schichtgruppen. Es wird aber selbst für die Kerne der zweiten Kategorie, die allein dem theoretischen Begriff der Zentralmassive entsprechen, von jenem Aufnahmsgeologen, der den größten Teil der Zentralzone kartiert und wohl die meisten Erfahrungen über den Bau der letzteren auf Grund eigener Beobachtungen gewonnen hat, die Entstehung durch eine einfache Auffaltung entschieden in Abrede gestellt. Vacek vertritt, allerdings nicht ohne Widerspruch von verschiedenen Seiten, die Meinung, daß die Struktur der aus zahlreichen disparaten Schichtgliedern bestehenden Schieferhülle nur mit den Relief-Konturen, aber nicht mit dem innern Bau der Zentralkerne sich in Übereinstimmung befinde. In den Zentralmassen erscheinen uns daher seiner Ansicht nach nur inselförmig die hervorragendsten Partien des ältesten Corrosionsreliefs der Zentralzone, von dem sich die jüngere Decke der diskordant aufgelagerten Schieferhülle in ihrer Verbreitung abhängig zeigt.[2])

Wir sind von einer Erkenntnis des wahren Wesens der Zentralmassive noch so weit entfernt, daß ich es nicht für gerechtfertigt hielt, die auf Spezialaufnahmen in einem sehr ausgedehnten Gebiete basierte Ansicht von Vacek, der ich persönlich nicht beipflichte, an dieser Stelle lediglich aus dem Grunde mit Stillschweigen zu übergehen, weil sie mit den gegenwärtig herrschenden Lehrmeinungen in Widerspruch steht. Die Feststellung der Beziehungen der weder gleichartigen noch gleichalterigen Kerne, die wir heute unter der gemeinsamen Bezeichnung „Zentralmassive“ zusammenfassen, zu einander und zu ihrer Schieferhülle ist vielleicht die wichtigste unter allen zunächst der Lösung harrenden Aufgaben der Alpengeologie. Es ist hier wohl am Platze, an den Ausspruch Eschers von der Linth zu

[1]) Vergl. die Definition der Zentralmassive bei A. Heim, „Mechanismus der Gebirgsbildung“, II. T., S. 185.

[2]) M. Vacek, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 394.

erinnern: „Solange wir die Bedeutung und Entstehung der Zentralmassen nicht mit Sicherheit erkannt haben, so lange ist es noch gar nichts mit unserer Mechanik der Alpen.“

Die Zentralzone der Ostalpen bildet einen zusammenhängenden Gürtel von kristallinischen Gesteinen, der sich von den beiden randlichen Kalkzonen deutlich absondert. Ausnahmen von dieser Regel sind im Verhältnis zu der Gesamtmasse der Ostalpen von so untergeordneter Bedeutung, daß man von denselben absehen kann. In dieser Geschlossenheit der ostalpinen Zentralzone liegt ein bemerkenswerter Unterschied gegenüber den westalpinen Zonen des Montblanc und Monte Rosa und den Karpaten, in denen kristallinische Bildungen nur in der Gestalt von isolierten, inselförmig aus einer Decke von jüngeren Sedimenten auftauchenden Gebirgskernen sichtbar werden.[1])

Entlang ihrem Nordrande werden die älteren kristallinischen Gesteine der Zentralzone von einem Streifen jüngerer Schiefer und Grauwackenbildungen umsäumt, für die an mehreren Stellen durch Fossilfunde ein paläozoisches Alter nachgewiesen wurde. Man hat diesen sehr mannigfaltig zusammengesetzten Streifen als „Übergangsgebirge“ oder als „Grauwackenzone“ bezeichnet. Er tritt im Relief der Ostalpen als eine Region niedriger, von tiefen Tälern durchfurchter Berge an der Grenze zwischen den höheren Kämmen der Zentralzone und dem südlichen Steilabfall der Nördlichen Kalkzone hervor. Besonders ausgeprägt ist jener lange, merkwürdige Talzug, der fast ununterbrochen dem Südabsturz der Nördlichen Kalkalpen entlang vom Arlberg bis Gloggnitz verläuft, jene „in oroplastischer Beziehung einheitliche aber aus mehreren hydrographischen Individuen zusammengesetzte Hohlform“,[2]) in deren Norden der Schichtenkopf der Triaszone als eine nur von wenigen Lücken durchbrochene Mauer dahinzieht. Zumeist haben Bruchlinien die Anlage dieses Talzuges verursacht oder begünstigt. Seine Ausarbeitung ist selbstverständlich ein Werk der Denudation, die in den weichen Schiefern an der Basis der harten Triaskalke eine breite Senke ausgrub, der die Kalkalpen ihren Steilrand zukehren.

Löwl[3]) hat die Meinung ausgesprochen, daß diese Senke im Osten des Inntales noch während der jüngeren Tertiärzeit von einem einzigen Flusse über Mittersill und Rottenmann gegen das Murtal zu entwässert wurde. Heute erscheint dieses ehemals einheitliche Längental, wenn es jemals als ein solches existierte, zerstückelt, indem sich seine Wasser durch fünf Erosionsrinnen quer durch die gesamten Nördlichen Kalkalpen und durch die vorliegende Flyschzone nach dem Alpenvorlande ergießen. Diese fünf Durchbruchstäler, die vom Südrande der Kalkzone durch diese hin-

[1]) Schon Foetterle (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 30) hat diesen Unterschied zwischen den Ostalpen und Karpaten scharf betont.

[2]) A. v. Böhm, „Einteilung der Ostalpen“, l. c., S. 320.

[3]) F. Löwl, „Über Talbildung“, Prag 1884, S. 102. Gewichtige Einwände gegen die Stichhaltigkeit dieser Annahme sind von Penck und Wähner erhoben worden.

durch bis zum Alpenvorlande reichen, sind jene des Inn (zwischen Wörgl und Rosenheim), der Chiemseer Ache, der Saalach, der Salzach (zwischen St. Johann und Laufen) und der Enns (zwischen Admont und Steyer).

Die Beziehungen dieser Durchbruchstäler zur Struktur des Grundgebirges sind sehr verschiedener Art.[1]) Der Inndurchbruch liegt an der Stelle einer mit einem Abflauen der Intensität der Falten verbundenen Verschiebung der Kalkzone gegen Norden. Die Chiemseer Ache bezeichnet die Grenze zwischen zwei verschiedenen Strukturtypen innerhalb der Kalkalpen. Der Lauf der Saalach ist fast seiner ganzen Erstreckung nach durch tektonische Störungen vorgezeichnet. Der Durchbruch der Salzach von Werfen bis Golling steht mit der Struktur des Hagen- und Tennengebirges in keinem erkennbaren Zusammenhange; dagegen bildet nördlich von Golling das Salzachtal ebenfalls die Grenze zwischen zwei abweichend gebauten Gebirgsstücken. Der Lauf des Ennstales zwischen Admont und Altenmarkt endlich läßt eine gewisse Abhängigkeit von der hakenförmigen Umbiegung der großen Stauungsbrüche in dem der Südspitze des Böhmischen Massivs gegenüberstehenden Teile der Nördlichen Kalkzone hervortreten.

Es muß nachdrücklich hervorgehoben werden, daß, soferne man in diesen Erscheinungen einen Einfluß der Struktur des Gebirges auf die erste Anlage der Quertäler erkennen will, diese in ihrer heutigen Form doch nur als Produkte der Erosion des fließenden Wassers betrachtet werden können. Selbst wo Täler, wie das Ennstal zwischen Admont und Hieflau, mit großen Dislokationen direkt zusammenfallen, ist die mäandrisch gewundene Flußrinne in den Details ihres Laufes ganz unabhängig von dem Verlaufe der Dislokation. Wie wenig aber die Tektonik des Gebirges für die Anlage der Quertäler allein maßgebend war, geht schon daraus hervor, daß manchmal den bedeutendsten Querstörungen gar keine Flußdurchbrüche folgen. Die Salzach durchschneidet das geologisch einheitliche Plateau des Hagen- und Tennengebirges, während der Querstörung Strobl—Abtenau—Annaberg—St. Martin, einer der auffallendsten in den Nördlichen Kalkalpen, kein Durchbruchstal folgt.

Die Entstehung der Flußdurchbrüche wird man sich wohl in Übereinstimmung mit Penck[2]) und Wähner[3]) als in eine Zeit fallend vorzustellen haben, zu der die Zentralzone noch nicht durch eine tiefe Längsdepression von den Nördlichen Kalkalpen geschieden war.

Auf der Südseite der Zentralalpen tritt eine Grauwackenzone im Sinne der älteren Geologen an der Grenze gegen die Kalkalpen nicht hervor. Die tektonische Bedeutung der Judicarienlinie oder des Längentales der Drau ist eine wesentlich andere als jene der großen nördlichen Longitudinalfurche Landeck—Gloggnitz.

---

[1]) C. Diener. Mitt. d. k. k. geogr. Ges. Wien 1899, S. 140—145.

[2]) A. Penck. Mitt. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1885, S. 83—86.

[3]) F. Wähner. „Geologische Bilder von der Salzach", Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien 1894, S. 459—530.

Hervorstechend und jedem Alpenwanderer bekannt ist der physiognomische Kontrast zwischen den beiden Kalkzonen und der Zentralzone. Der letzteren gehören die bedeutendsten Erhebungen der Ostalpen, die Gebiete mächtiger Firn- und Gletscherbedeckung an. Wo die kristallinischen Gesteine in die Region des ewigen Schnees aufragen, dort entfalten sie jenen edlen Schwung der Linien, den wir in seiner höchsten Vollendung an den Prachtgestalten des Großglockner und des Wiesbachhorns bewundern. Die Szenerie des kristallinischen Gebirges wirkt in der Hochregion mehr durch den Effekt der Masse als durch Details, insbesondere aber durch die glückliche Vereinigung von Fels und Firn mit den üppig grünen Alpenlandschaften des Vordergrundes. Wo die letzteren durch das Hinabsinken des Gebirges unter die Schneegrenze dominieren, stehen die Zentralalpen an Mannigfaltigkeit der Formen und Farben den Kalkalpen bei weitem nach.

In orographischer Beziehung tritt als eines der hervorragendsten Merkmale der kristallinischen Zentralzone die Tatsache hervor, daß diese Zone eine vollkommene Wasserscheide bildet, während in den Westalpen keine der beiden tektonischen Hauptzonen eine solche darstellt. Es gibt keinen Fluß in den Ostalpen, der auf dem Nord- oder Südfuß des Gebirges entspringend die Zentralzone ihrer Breite nach verqueren würde, um die andere Seite der Alpen zu erreichen. Tietze[1]) sucht den Grund für diese Erscheinung darin, „daß die kristallinischen Zentralgesteine der Ostalpen schon seit sehr langer Zeit eine Festlandserhebung markierten", daß sie schon während der Triasepoche eine über das Meeresniveau emporragende Bodenschwelle bildeten. Die Ansicht, daß die Zentralzone während der mesozoischen Ära dauernd ein Inselgebirge war, ist allerdings dem heutigen Stande unserer Erfahrungen gegenüber kaum mehr aufrecht zu erhalten.

Die Zentralzone der Ostalpen tritt zwischen dem Montafon und dem Stock des Ré di Castello in ihrer größten Breite in das Gebiet der Österreichisch-ungarischen Monarchie ein. Sie behält diese Breite bis zur Judicarienlinie, der entlang sie durch das weit nach N vorspringende Sedimentärgebirge der Etschbucht und durch den Porphyrschild von Bozen auf die Hälfte ihrer früheren Breite eingeengt wird. In welcher Weise der Anschluß der ostalpinen Zentralzone an die westalpine Zone des Monte Rosa im Adulagebirge sich vollzieht, ist eine noch nicht hinreichend geklärte Frage. Sowohl der Amphibolitzug von Ivrea als die kristallinische Masse der Vier Seen bilden bereits integrierende Bestandteile der Zentralzone der Ostalpen. Strittig ist dagegen die Stellung des Adulasystems, das ich im Gegensatze zu Heim[2]) als ein Glied der Ostalpen aufgefaßt habe.[3]) Aus den Detailaufnahmen von Heim scheint allerdings hervorzugehen, daß eine scharfe Grenze zwischen West- und Ostalpen in dieser Region nicht besteht,

[1]) E. Tietze, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXVIII, 1878, S. 597.
[2]) A. Heim, Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz, Bd. XIV, 25. Lief., 1891, S. 373 ff.
[3]) C. Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen, S. 163.

beide hier vielmehr „mit Wendungen und Übergängen“ keilförmig ineinander eingreifen.[1]

Nach Tirol tritt die Zentralzone in zwei breiten, aus kristallinischen Schiefern und Eruptivgesteinen bestehenden Streifen, die durch das vielfach gefaltete, von mesozoischen Bildungen erfüllte Depressionsgebiet des Unter-Engadin und Ortler getrennt werden. Der südliche Streifen, der die österreichische Grenze zwischen dem Monte Cevedale und Ré di Castello überschreitet, ist die Fortsetzung der kristallinischen Region des Veltlin. Für seinen Bau liegen, von der unmittelbaren Umgebung des genauer bekannten Adamello-Massivs abgesehen, nur ältere Aufnahmsberichte von Stache vor. Die Lücken unserer Kenntnis der Struktur des westlichen Abschnittes der Zentralzone sind so empfindliche, daß ich mich hier auf eine Darstellung einiger besser bekannten Einzelgebiete, wie des Adamello-Massivs, der Judicarienlinie und der Umgebung des Brenner beschränken will.

Aus den Bergamasker Alpen streichen die kristallinischen Schiefergesteine des Veltlin in ungefähr WO-Richtung in das Quellgebiet des Oglio und Chiese. Hier erhebt sich die aus Tonalit und Granit zusammengesetzte Masse des Adamello (3554 *m*), die mit dem Stock des Ré di Castello (2890 *m*) in die südliche Kalkzone der Ostalpen hineinragt und an ihrem südlichen, südwestlichen und südöstlichen Rande von permischen und triadischen Bildungen umgeben wird. An dem Saume der Tonalitmasse des Adamello zeigen sich die Erscheinungen vulkanischen Kontaktes. Die ganze Randzone ist der Kontakthof einer Intrusivmasse, deren Intrusion frühestens zur Zeit der oberen Trias stattgefunden hat.

Schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts waren Kontaktphänomene in der Umrandung des Tonalitmassivs von Trinker und A. Escher von der Linth beschrieben worden, aber erst viel später brach sich allmählich die Überzeugung Bahn, daß der ganze wohl abgegrenzte, massige Kern eine plutonische Bildung von so jugendlichem Alter sei. Den Arbeiten von Curioni,[2] Lepsius,[3]

[1] Wie viel von jener großen „Rhätischen Überschiebung“, die nach der Meinung von Rothpletz die wahre tektonische Grenze zwischen den Westalpen und den Ostalpen bezeichnen soll, dem Gebiete der Hypothese oder der Wirklichkeit angehört, wird erst durch geologische Detailaufnahmen in Graubünden entschieden werden. Man hat es in den Arbeiten, die sich mit dem geotektonischen Problem der Überschiebungen an der Grenze der Ost- und Westalpen beschäftigen („Bündner Aufbruchszone“ von Steinmann, „Rhätische Überschiebung“ von Rothpletz), wohl mehr mit einem Versuche, gewissen noch nicht genügend geklärten Verhältnissen eine bestimmte Auffassung abzugewinnen, als mit dem Nachweise von Tatsachen zu tun, die eine gesicherte Basis für weitere Forschungen abgeben können.

[2] G. Curioni. Mem. R. Ist. Lomb. 1873, XII, S. 341—360.

[3] R. Lepsius. „Das westliche Südtirol“, Berlin 1878, S. 67—77, 148—152, 191—229 u. a. Dieser Forscher hat das Verdienst, in seinem viel angefeindeten Werke, das gleichwohl als die Arbeit eines Pioniers in jenen Gegenden Anerkennung verdient, das Wesen der Kontakterscheinungen richtig erfaßt zu haben, wenn er auch noch nicht den Mut hatte, aus seinen Beobachtungen den Schluß auf eine posttriadische Tonalitintrusion zu ziehen.

Stache[1]) und Suess,[2]) denen wir zuerst ausführlichere Mitteilungen über den Kontakthof des Tonalits verdanken, sind in neuester Zeit Studien von Finkelstein[3]) und Salomon[4]) gefolgt, die uns in den Stand setzen, ein ziemlich vollständiges Bild von der Struktur des Tonalitkerns und von dessen Beziehungen zu dem umgebenden Schichtgebirge zu gewinnen.

Die einem zusammenhängenden, gleichzeitig intrudierten Kern entsprechende tonalitisch-granitische Masse des Ré di Castello, Adamello und der Presanella stellt ein Übergangsglied zwischen einem Stock und einem Laccolithen dar. Eine Aufschmelzung der sedimentären Hülle ist nur in beschränktem Maße nachweisbar. In der Regel schmiegen sich die sedimentären Schichten in ihrem Streichen dem Tonalitmassiv an und fallen mit größerer oder geringerer Steilheit unter dasselbe ein. Dies ist insbesondere entlang der ganzen Südost- und Südseite des Massivs der Fall. Die schönen Profile von Lepsius und Suess durch den Kontakthof des Ré di Castello in Val aperta und Val Daone lassen dieses Verhältnis des Tonalits zu den Triassedimenten deutlich erkennen. Während die permischen Porphyre und Grödener Sandsteine mit den aufgelagerten Werfener Schichten, Rauchwacken und Triaskalken (mit Einschluß des Esinokalkes) auf der Westseite des Judicarienbruches ein sehr flaches Gewölbe bilden, sieht man die Triasbildungen in der Nähe der Tonalitgrenze sich steil aufrichten und manchmal sogar mit einer scharfen Knickung gegen die flach liegenden Schichten des vorerwähnten Gewölbes unter den Tonalit einschießen. Reste von Triassedimenten aus dem Dach des Laccolithstockes sind durch Finkelstein und Salomon am Monte Frerone nachgewiesen worden. Salomon nimmt an, daß die Tonalitmasse des Frerone einst vollständig von einer Sedimentkruste bedeckt war, unter dieser erstarrte, ohne die Oberfläche zu erreichen, und erst durch die Erosion herausgeschält wurde.

Die Trichtergestalt der Kontaktfläche des Tonalitmassivs betrachtet Salomon als ursprünglich und die auffallend konstante Bankung des Tonalits, auf deren Bedeutung zuerst Reyer[5]) hinwies, als eine der Kontaktfläche parallele, durch die unterirdische Erstarrung herbeigeführte Kontraktionsklüftung. In der Kontaktzone läßt sich ein äußerer Gürtel, in dem der Metamorphismus nur schwach angedeutet ist, von einem inneren Gürtel intensiver metamorphischer Einwirkung unterscheiden. Die Kontaktprodukte in dem letzteren gleichen durchaus jenen in der Umgebung der Monzonitstöcke des Fassatales (Predazzo und Monzoni). Am deutlichsten ist der

[1]) G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 300—310, 344; 1800, S. 252—255; 1881, S. 2.

[2]) E. Suess. „Das Antlitz der Erde“, Bd. I, S. 312—319.

[3]) H. Finkelstein. Zeitschr. d. deutsch. und Österr. Alpenver. 1889, S. 313 ff.

[4]) W. Salomon. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1890, S. 450—556; N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. VII, S. 471; Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XVII, 1897, S. 109—176; Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1896, S. 1033—1048; ibid. 1899, S. 27—41; 1901, S. 170—185 u. 729—747.

[5]) E. Reyer. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 1881, S. 419—450.

Hornfelscharakter des veränderten Gesteins in den Grödener Sandsteinen und Werfener Schiefern ausgeprägt.[1]) In der bis zu 2 *km* breiten Aura des Kontaktes sind porphyritische Intrusivgänge eine häufige Erscheinung.

Fig. 7. Cima Latola von Malga di Campo.
(Tonalitlandschaft in der südlichen Adamello-Gruppe.)
Nach einer Photographie von C. Diener.

[1]) Für einen solchen durch Umkristallisierung des Gesteinsmaterials vollständig veränderten Hornfels aus der Umgebung des Lago di Campo konnten Prof. E. Suess und ich durch den Fund einer *Natiria costata* die stratigraphische Stellung des ursprünglichen Gesteins nachweisen.

Die jüngsten, noch in die tonalitische Einflußsphäre fallenden Sedimente sind Esinokalke der oberen Trias (Passo del Frate). Damit ist eine untere Grenze des Alters der Intrusion gegeben, während die obere durch die zuerst von STACHE betonte Tatsache, daß Tonalitgerölle in allen vorglazialen Ablagerungen fehlen, bis in die Diluvialzeit hinaufgerückt wird. Einen wichtigen Beitrag zur Entscheidung der Frage nach dem Zeitpunkte der Intrusion hat SALOMON[1]) geliefert, indem er nachwies, daß an zwei Stellen — zwischen Malga Blumone und Passo Rossola und im Val Gallinera — von S beziehungsweise von W her aus dem umgebenden Sedimentgebirge steilstehende Triassynklinalen in das Tonalitmassiv eindringen und mit diesem allseitig in primärem Kontakt sind. Da der Tonalit in die Triasschichten intrudiert sein muß, als diese bereits in steile Synklinalen gelegt waren, und da für jene Triasbildungen intensive gebirgsbildende Bewegungen in voroligocäner Zeit nicht nachgewiesen sind, so würde sich aus diesen Beobachtungen ein tertiäres Alter der Tonalitintrusion ergeben.

Orographisch zerfällt die Granit- und Tonalitmasse des Adamello in drei gesonderte Gruppen, die in physiognomischer Beziehung bemerkenswerte Unterschiede aufweisen. Die mittlere Gruppe bildet der zentrale Stock des Adamello (3554 *m*), in dem der Charakter der Tonalitlandschaft zum schärfsten Ausdruck gelangt. Mit Recht nennt E. RICHTER[2]) den Adamellostock das größte ungegliederte Massiv der Ostalpen. Seine Hochregion bildet im Gegensatze zu anderen Gruppen der Zentralzone ein durch Kämme und dazwischen eingesenkte Talfurchen nur unvollkommen gegliedertes, von einer zusammenhängenden Firnmasse überdecktes Plateau, dessen sanft gewellte Hochfläche die einzelnen Gipfel nur wenig überragen. Desto schroffer sind die unvermittelten, mauerartigen Abstürze an den Rändern des Firnplateaus. Der bedeutende Fallwinkel in den unteren Partien des Gebirges hat die schluchtartige Enge der Täler zur Folge. Diese tief eingeschnittenen, langen Täler mit ihren ebenen Alpenmatten zwischen grandiosen Felswänden, die geringe Entfernung der Gletscher von den Kastanienwäldern und der köstlichen Vegetation des Südens und der Kontrast der Neigungsverhältnisse in den höheren und tieferen Regionen geben der Gruppe des Adamello ihren eigenartigen, von den Hochgebirgsszenerien anderer Teile der Ostalpen abweichenden Reiz.

Ein durch die tiefe Furche des Val di Genova von dem zentralen Stock des Adamello losgelöstes Stück des Tonalitmassivs bildet die Gruppe der Presanella (3564 *m*). Hier tritt an die Stelle der Hochfläche ein tief geschartet Hauptkamm, dessen Abstürze die dem Tonalit eigentümlichen schroffen Formen aufweisen.[3])

---

[1]) W. SALOMON, Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1899, S. 35 ff. Vergl. auch R. LEPSIUS, Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt 1898, S. 19, der an dem mesozoischen Alter der Tonalitintrusion festhält

[2]) E. RICHTER, „Die Gletscher der Ostalpen“, Stuttgart 1888, S. 117.

[3]) J. PAYER, Ergänzungsheft Nr. 17 zu PETERMANNS Geogr. Mitt., S. 15.

Die dritte Gruppe ist jene des Monte Frerone (2673 *m*) und Ré di Castello (2890 *m*). Sie ist erheblich niedriger, in scharfe, schmale, beiderseits rasch zu Tal sinkende Grate aufgelöst und entbehrt des Schmuckes großer Gletscher. Die auffallendste Berggestalt der Gruppe ist der Pizzo Badile (2435 *m*), eine Kalkmasse, deren Körper seiner ganzen Ausdehnung nach von einem mehrere Meter starken Tonalitband wagrecht durchzogen wird.

Die tonalitische Intrusivmasse des Adamello steckt mit ihrer südlichen Hälfte in den Perm- und Triasschichten der Südlichen Kalkzone, mit ihrer größeren nördlichen Hälfte in den Quarzphylliten und Gneisphylliten, welche die Fortsetzung des Veltliner Hauptzuges bilden. In die letzteren sind zwei kuppelförmige Massen von Granit eingebettet. Sie liegen zu beiden Seiten des Val Rendena bei Pinzolo. Die westliche bildet die Kuppel des Corno alto, die östliche jene des Monte Sabbion. TELLER[1]) hat die Lagerungsverhältnisse beschrieben. Seine Beobachtungen sind für die Auffassung des Ostrandes der Adamello-Masse wichtig. Sie machen es, in Übereinstimmung mit den Angaben von BITTNER, wahrscheinlich, daß dieser Ostrand des Tonalitmassivs einer Bruch- oder Überschiebungslinie entspricht, und zwar der innersten einer Reihe paralleler Störungen, welche den großen Judicarienbruch begleiten. Es würde hieraus hervorgehen, daß die Tonalitmasse, wenigstens in ihren östlichen Teilen, auch nach ihrer Intrusion von gebirgsbildenden Bewegungen noch in erheblichem Maße beeinflußt war.

Der Zug der Gneisphyllite, den wir mit STACHE als den Veltliner Hauptzug bezeichnen wollen, gabelt sich in zwei Gebirgswellen, die durch eine gegen O an Breite zunehmende, dem Tonale-Paß und dem Tal des Noce (Sulzberg) entlang streichende Zone von Quarzphylliten getrennt werden. Die Grenze dieser Zone von Quarzphylliten gegen die nördlich anstoßenden Gneisphyllite hält SALOMON[2]) für einen Bruch (Tonalelinie), der sich aus dem Veltlin bis Dimaro verfolgen läßt und mit der auffallenden Längsdepression Aprica-Paß—Tonale-Paß zusammenfällt. Im N wird der Veltliner Hauptzug, dessen Streichen bei sehr steilen Fallwinkeln der Schichten im großen ganzen SW—NO, im N des Ultentales ONO bis O gerichtet ist, von der synklinal gebauten Region der Münstertaler Alpen und des Ortler begrenzt. Diese selbst wieder vielfach gefaltete Synklinalregion ist erfüllt von triadischen Sedimenten in nordalpiner Entwicklung. Die Triasscholle besitzt die Form eines Dreieckes. Sowohl der WO als der NO gerichtete Schenkel dieses triadischen Dreieckes werden durch gleichfalls noch synklinal gebaute Züge von jüngeren kristallinischen Schiefergesteinen verlängert. Der eine dieser Züge bildet die Zone der Kalktonphyllite des Unter-Engadin, der andere

[1]) F. TELLER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 717 ff. Daß die Granitkerne von Pinzolo mit dem Tonalit des Adamello in keinem syngenetischen Verbande stehen, wird auch von SALOMON (Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901, S. 781) zugegeben.

[2]) W. SALOMON. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1896, S. 1039 u. 1901, S. 174.

jene der Quarzphyllite des Vintschgau. Die letztere, die mit WO gerichtetem Streichen bis Meran reicht, bildet eine ununterbrochene Scheide zwischen den Gneißphylliten des Veltliner Hauptzuges und der Ötztaler Zentralmasse. Die NO streichenden Faltenzüge des Noce- und Ultentales werden infolge der Divergenz des Faltenstreichens mit dem Verlauf der Judicarienlinie von der letzteren schräge abgeschnitten. Eine eigentümliche tektonische Erscheinung hat Hammer[1]) in der Gruppe des Monte Pin nachgewiesen, das Auftreten scharf umgrenzter SO streichenden Schichtkomplexe inmitten der normal NO streichenden Gesteinszüge. Diese Störungsfelder sind älter als die Judicarienlinie, deren Verlauf sie nicht beeinflussen.

Entlang der Nordflanke des Veltliner Hauptzuges ist im Gebiete des Martelltales die ganze Serie der kristallinischen Schiefer von den Gneisphylliten bis zu dem Triaskalk des Ortler entblößt. Die Basis des Gebirges bildet im Martelltale nach Staches[2]) Darstellung ein Gewölbe von pegmatitisch ausgebildeten Muscovitgraniten (Martellgranit Suess),[3]) welche mächtige Lagermassen in den Gesteinen der Gneißphyllit-Gruppe bilden. Über den Graniten folgen Gneise und Glimmerschiefer mit eingeschalteten Zügen von Hornblendeschiefer, dann ein jüngerer Gneishorizont (Knoten- und Wackengneise), endlich Quarzphyllite oder Kalkphyllite. Den letzteren gehören jene Züge kristallinischer Kalke an, aus denen der für Bildhauerarbeiten so sehr geschätzte Laaser Marmor gewonnen wird. Grünschiefer (Casannaschiefer Theobalds) und verrucanoartige Gesteine bilden in der Regel das unmittelbare Liegende der Triaskalke. In die Quarzphyllite des Cevedale-Gebietes sind Lagermassen einer mannigfaltig entwickelten Porphyritreihe (Suldenite, Ortlerite Staches) eingeschaltet.[4])

Die Grenze zwischen den Triaskalken und dem kristallinischen Grundgebirge läuft mitten durch den Hochgebirgsteil der Ortler Gruppe. Die südliche und östliche Hälfte der Gruppe mit dem Monte Cevedale (3774 *m*) und allen Bergen auf der rechten Seite des Suldentales besteht aus kristallinischen Gesteinen. Dagegen gehören die Kulminationspunkte der Gruppe, Ortler (3902 *m*) und Königsspitze (3857 *m*) und der vergletscherte Kamm zwischen Val Zebru und dem Stilfser Joch der Trias an. Hier entzückt die auf der Vereinigung der Szenerien des Kalk- und Schiefergebirges beruhende Mannigfaltigkeit der Formen das durch die „ungewöhnlich öden Ötztaler Vorberge und die Monotonie der Vintschgauer Talsohle“ ermüdete Auge.[5]) Der Ortler bildet die höchste Erhebung, die die Triaskalke in den gesamten

[1]) W. Hammer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. LII, 1902. S. 126.

[2]) Unter den oft schwer verständlichen Arbeiten von Stache kommen für den Veltliner Hauptzug insbesondere in Betracht: Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 314—318, 346, 357; 1878, S. 174; 1879, S. 66—70; 1880, S. 127—131, 250—252; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVII, 1877, S. 143 und XXIX, 1879, S. 317. Ein näheres Eingehen auf die Tektonik des Gebietes gestatten diese Arbeiten nicht.

[3]) E. Suess. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1865, S. 207.

[4]) G. Stache und C. v. John. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 316—404.

[5]) J. Payer. Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 18, 1867, S. 1.

Alpen erreichen. Nirgends in den Alpen ragt sonst ein Kalkgebirge als kompakte Mauer so hoch in die Region des ewigen Schnees hinein, nirgends entrollt es eine so grandiose, von Firnschneiden und Eisströmen starrende Front wie in der Umrandung des Kessels von Trafoi und in dem südlichen Hemiorama der Stilfser Jochstraße.[1])

Über die Struktur des aus Triaskalken, wohl vorwiegend aus geschichtetem Hauptdolomit, zusammengesetzten Westabschnittes der Ortler-Gruppe sind wir nur sehr ungenügend unterrichtet. Man muß, um sich ein Bild derselben zu machen, bis auf die alten Darstellungen Theobalds zurückgehen, der dem Kamme zwischen dem Stilfser Joch und dem Val Zebru einen synklinalen Bau zuschreibt.[2])

Die Triasscholle des Ortler ist der südöstliche Flügel jener großen mesozoischen Region, die die Münstertaler Alpen umfaßt und deren nordöstlicher Flügel sich durch das Unter-Engadin bis in die Nähe von Landeck erstreckt. In dieser Region bilden triadische und liasische Gesteine eine mächtige, in zahlreiche O bis NO streichende Falten gelegte Decke, unter der das kristallinische Grundgebirge inselförmig aufbricht. Der bedeutendste dieser Aufbrüche befindet sich in der Seesvenna-Gruppe, wo die Gneisphyllite des Zwölferspitz durch eingeschaltete Massen von Labradorporphyriten ausgezeichnet sind.[3]) Die tektonischen Komplikationen sind sehr bedeutende. Ungewöhnlich verwickelte Lagerungsverhältnisse nimmt Steinmann[4]) für das Unter-Engadin an. Dort breitet sich von Ardetz bis Pfadlatz in einer Längenerstreckung von 50 *km* und in einer Breitenausdehnung von 20 *km* ein mandelförmig gestaltetes Gebiet von Kalktonphylliten aus, die dem von verschiedenen Beobachtern in so verschiedener Weise beurteilten Komplex der Bündner Schiefer angehören. Auf diesen Schiefern liegen in der peripheren Region die kristallinischen Gesteine des Silvretta-Massivs im NW und zahlreiche Denudationsrelikte einer mesozoischen Decke, die z. B. die pittoresken Kalkkronen der aus dem Schiefersockel aufragenden Berge von Tarasp zusammensetzen. Steinmann schreibt den Bündner Schiefern des Unter-Engadin gleich jenen des Prättigau ein oligocänes Alter zu und betrachtet dementsprechend alle auf dem bis zu 1000 *m* mächtigen Sockel der Bündner Schiefer aufruhenden mesozoischen Denudationsreste als Deckschollen.

Die Schichtfolge der mesozoischen Bildungen der Münstertaler Alpen ist die für die nordalpine Kalkzone bezeichnende. Beiträge zur Kenntnis

---

[1]) An dem Aufbau der ungleich großartigeren Nordfront des Aarmassivs sind Gneis- und Kalkgebirge in ziemlich gleichmäßiger Weise beteiligt, so daß in der Szenerie bald der Effekt des einen, bald des anderen überwiegt.

[2]) G. Theobald und W. Weilenmann. „Die Bäder von Bormio“, S. 113—131. Vergl. auch Gümbel, Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. München 1891, S. 79.

[3]) G. Stache und C. v. John. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 143—242.

[4]) G. Steinmann. „Das Alter der Bündner Schiefer“, Ber. d. Naturf.-Ges. in Freiburg i. B., Bd. X, Heft 2, S. 263—268.

derselben verdanken wir insbesondere Theobald, Gümbel[1]) und Boese.[2]) Die Trias zeigt die Entwicklung des von Boese[3]) als Bündner Faciesbezirk bezeichneten Teiles der austroalpinen Region (im Sinne von E. v. Mojsisovics). Diese Entwicklung schließt sich jener der Triassedimente in Vorarlberg enge an. Am besten charakterisiert sind die Rauchwacken und Sandsteinzüge des Cardita-Horizonts (Lüner Schichten), der geschichtete Hauptdolomit, das mächtigste, für die Bergformen im Landschaftsbilde maßgebende Schichtglied, und die Kalkschiefer der rhätischen Stufe. Die tieferen Triasglieder treten an Bedeutung zurück. Der Lias ist durch Algäuschiefer, der obere Jura durch Aptychen-Schichten repräsentiert.

Der am weitesten nach Osten vorgeschobene Posten der bündnerischen Trias ist die Dolomitmasse des Endkopfes bei Graun auf dem linken Etschufer, am Ausgange des Langtauferer Tales.[4])

Nordwestlich von der in tektonischer, nicht aber in orographischer Beziehung einem Depressionsgebiete entsprechenden Triasscholle der Münstertaler Alpen und des Ortler liegt zwischen dieser und der Nördlichen Kalkzone der Ostalpen die kristallinische Masse der Silvretta. Der Fächer des Fluela- und Scaletta-Gebirges geht im Silvretta-Massiv in ein Gewölbe über, dessen Achse zwischen dem Sardasca- und Vernela-Tal über die Verstanklahörner zum Piz Buin (3313 *m*) zieht.

Über den Bau des österreichischen Anteils der Silvretta-Masse sind wir insbesondere durch die Arbeiten von G. A. Koch[5]) unterrichtet. Die vorherrschende Streichrichtung der kristallinischen Gesteine, unter denen Hornblendegneise und Hornblendeschiefer eine Hauptrolle spielen, ist eine westöstliche. Von dieser sind in der Westecke des Silvretta-Massivs erhebliche Abweichungen bemerkbar. Die sigmoide Beugung der Flysch- und Kreidezone helvetischer Entwicklung am Rhein findet sich verschärft in der Umbiegung der Schuppen des Rhätikon. Eine nicht weniger scharfe Umbiegung der Gebirgsfalten findet innerhalb der nordwestlichen Ecke des Silvretta-Massivs selbst statt. Wo sich die Falten des kristallinischen Gebirges dem Ostrande des Rhätikon nähern, zeigen sie das für den letzteren bezeichnende meridionale Streichen. So entspricht das Garnera-Tal dem Aufbruch einer NS streichenden Antiklinale, ja selbst noch im mittleren Jamtale fällt das Schichtstreichen mit dem meridionalen Verlaufe des Tales zusammen. Es scheint, als würde sich in den äußeren Zonen der Ostalpen bis in den Zug der Silvretta hinein dem östlichen Ende der westalpinen Zone des Montblanc gegenüber

---

[1]) C. v. Gümbel. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 291—296.

[2]) E. Böse. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 557—631.

[3]) E. Böse. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, S. 740.

[4]) A. Pichler. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIV, 1864, S. 436—438 und C. v. Gümbel, l. c., S. 291.

[5]) G. A. Koch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 226—228; 1876, S. 84 und Nr. 13, 14; 1877, S. 137 und S. 202—205; ferner „Zur Geologie des Montavoner Tales“ in O. v. Pfister, „Das Montavon“, Augsburg 1884, S. 106—121 und „Die Abgrenzung und Gliederung der Silvretta-Gruppe“, Wien, A. Hölder, 1884.

eine allgemeine Wendung im Streichen des Gebirges aus der normalen westöstlichen in eine meridionale Richtung vollziehen.

Zwischen Pontlatz und Landeck stehen die kristallinischen Gesteine des Silvretta-Massivs mit jenen der Ötztaler Masse in direktem Zusammenhang. Wie aus den Mitteilungen von G. A. Koch[1]) hervorgeht, herrscht in der ganzen Westhälfte der Ötztaler Masse das gleiche normale WO-Streichen wie in dem zentralen und östlichen Abschnitt des Silvretta-Massivs. Faltungen sind in den Profilen entlang dem Pitztale und Kaunser Tale festgestellt worden. In dem vergletscherten Hintergrunde beider Täler fallen die Gneisphyllite steil nach S, in den mittleren Talabschnitten nach N, am Talausgange wieder nach S, so daß im untersten Teile des Kaunser Tales die Bündner Schiefer (Kalktonphyllite) des Unter-Engadin, am Ausgange des Pitztales bei Arzl die Verrucanobildungen an der Grenze der Zentralzone und der Nördlichen Kalkzone von dem Zentralmassiv überschoben werden.

Der Bau des mittleren und westlichen Abschnittes der Ötztaler Masse ist, wenigstens in seinen Grundzügen, aus den Aufnahmsberichten von Teller[2]) ersichtlich. Über ein von Grubenmann eingehend studiertes Profil durch die Ötztaler Alpen von Meran bis Imst sind bisher nur einige vorläufige Mitteilungen verlautbart worden.[3])

Die alle übrigen Gruppen der Ostalpen an allgemeiner Massenerhebung und Ausdehnung des Gletscherphänomens übertreffende Hochgebirgsregion in der Umrandung des Venter und Gurgler Tales entspricht einem riesigen Fächer von Gneisphylliten, der nach O gegen die Stubaier Gruppe an Breite zunimmt und an dessen Zusammensetzung sich Gneise und Glimmerschiefer beteiligen. Unter den Gneisphylliten tritt in der südöstlichen Begrenzung des Gurgler Tales ein mächtiger Komplex von Kalkphylliten[4]) mit Einlagerungen von Bänderkalken, hornblende- und granatführenden Gesteinen hervor. Ihm gehören die Hochwildspitze (3480 *m*) im Hauptkamme und die dem letzteren südlich vorgelagerte-Texel Gruppe (Rotheck 3330 *m*) an.[5]) Einzelnen Gipfeln dieser Gruppe (Hochweiße 3282 *m*) gibt der sie zusammensetzende schneeweiße Marmor ein sehr auffallendes Aussehen. Die Kalkphyllite, die nach NNW mit verkehrter Lagerung unter die Gneisphyllite des Ötztaler Zentralmassivs

[1]) G. A. Koch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 123; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 247—258. Unter älteren Arbeiten über den Bau der Ötztaler Masse ist die wichtigste jene von M. Stotter, veröffentlicht von A. Pichler in den „Beiträgen zur Geognosie Tirols", Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1859, S. 1—97.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 231—235; 1878, S. 64—66.

[3]) Anzeiger d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., 1896, II, S. 21; 1897, II—III, S. 11; 1898, III, S. 16.

[4]) Diese von Teller als „Kalkphyllit-Gruppe" zusammengefaßten Gesteine dürfen keineswegs als eine den Kalkphylliten der Hohen Tauern gleichwertige Schichtgruppe angesehen werden. Die granatführenden Glimmerschiefer und Amphibolitgarbenschiefer dieses Gesteinskomplexes erinnern vielmehr nach Becke (Anzeiger d. Akad. d. Wissensch. Wien 1899, S. 8) am meisten an die hochkristallinischen Schiefer der Greiner Scholle im Zillertaler Hochgebirge.

[5]) Vergl. auch G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 205—207.

einfallen, liegen im SSO scheinbar normal auf einem zweiten Gewölbe von Gneisphylliten, dessen Nordschenkel nahe dem südlichen Ausgange des Schnalser- und Zieltales (Tschigatspitze 2994 *m*) zuerst aus der Gruppe der jüngeren kristallinischen Gesteine hervortritt. Dieses Gewölbe bildet die kleine Zentralmasse von St. Leonhard, deren Augen- und Knotengneise Teller für ein Äquivalent der oberen Abteilung der Gneisphyllit-Gruppe des Ötztaler Massivs hält, während sie Grubenmann als eine dem Antholzer Granitgneis (Masse von Brunneck) gleichwertige Intrusivmasse betrachtet.

Die Zone der Granatglimmerschiefer und Amphibol-Kalkphyllite, die von O aus dem Brennergebiete bei Sterzing wie ein Keil zwischen das Ötztaler Massiv und die Masse von St. Leonhard eingreift, ist in eine NNW geneigte Synklinale mit parallelen Schenkeln zusammengestaut und von den Gneisphylliten des Ötztaler Massivs aus dieser Richtung her überschoben. Innerhalb derselben unterscheidet Grubenmann fünf einzelne Muldenzüge. Am intensivsten gefaltet und in enge Falten gestaut ist der nördliche, an das Gebiet der Ötztaler Phyllitgneise sich anschließende Rand dieser Zone, der auch das Erzrevier des Schneeberges im obersten Passeier Tale angehört.

Innerhalb des Gebietes der Phyllitgneise sind mehrere Züge von ursprünglich porphyrartigen, dynamisch veränderten Graniten, gleich jenen in dem Massiv von St. Leonhard, von Grubenmann konstatiert worden. In der Umrandung des unteren Ötztales treten vereinzelte Massen von Intrusivgesteinen auf, die an den Zentralgneis der Tauern erinnern. Doch nehmen sie nur einen verhältnismäßig beschränkten Anteil an dem Aufbau des Gebirges, dessen Zusammensetzung von jener der Hohen Tauern überhaupt wesentlich abweicht.

Die vorstehende Darstellung des Westabschnittes der ostalpinen Zentralzone hat uns bis in jene Region geführt, wo die Zentralzone durch das Einspringen der Südlichen Kalkzone nach N entlang der Etschbucht auf die Hälfte ihrer bisherigen Breite reduziert wird. Die Grenze zwischen der kristallinischen Zentralzone und den Südlichen Kalkalpen folgt von Roncone bis Meran auf eine Strecke von 70 *km* einem NNO streichenden Bruch, der Judicarienlinie. Dieser Bruch, der südlich von Roncone in das mesozoische Gebirge eintritt und bis zum Lago d'Idro reicht, ist eine der größten und für die Struktur der Ostalpen bedeutungsvollsten Störungen. Im O desselben sind die Schichten abgesunken; bis auf mehr als 2000 *m* mag sich stellenweise der Betrag der Verwerfung steigern. Der Bruch zieht von Roncone über Pinzolo und Malé zum Castrin-Sattel (1808 *m*) und erreicht bei Lana nahe dem Ausgange des Ultentales die Etsch. Scharf schneiden an ihm die Gneisphyllite und jüngeren kristallinischen Schiefer des Veltliner Hauptzuges gegen die Kalkzone ab, so daß die Linie selbst in oroplastischer Beziehung ebensosehr durch die ihr folgenden Talzüge als durch den landschaftlichen Kontrast des Urgebirges und der Kalkalpen hervortritt.[1] Dabei

[1] Eine vortreffliche Darstellung der Judicarienlinie und ihrer Beziehungen zu den periadriatischen Granitmassen und den Draubrüchen hat Suess (Antlitz der Erde,

darf, wie SALOMON[1]) betont hat, allerdings nicht übersehen werden, daß die Bruchlinie selbst durchaus nicht überall mit den Taleinschnitten zusammenfällt, vielmehr häufig in beträchtlicher Höhe an den Gehängen entlang zieht.

Von Mocenigo in Val di Pescara bis zum Ausgange des Ultentales bildet die Judicarienlinie den Westrand des Schildes der permischen Quarzporphyre von Bozen. Von St. Pankraz im Ultentale bis zur Etsch tritt an dem Bruch der Tonalitstock des Kreuzberges hervor. Die Fortsetzung dieses Tonalitstockes bildet auf dem rechten Ufer der Etsch den Iffinger (2551 *m*). TELLER[2]) hat gezeigt, daß die südöstliche Begrenzung der Tonalitmasse des Iffinger keine primäre ist, sondern einer Fortsetzung der Judicarienlinie entspricht, die in der Nähe von Meran das Etschtal schräge überquert und allmählich über NO in eine Ostrichtung umbiegend durch die Naifschlucht bis nach Weißenbach im Penser Tale sich verfolgen läßt. In der Naifschlucht trennt der Bruch den Iffingerkern von den permischen Quarzporphyren und Grödener Sandsteinen, im Penser Gebiete von deren kristallinischer Unterlage. Im Penser Tale ist der Tonalit der Dislokationslinie entlang auf die abgesunkene Scholle von Tonglimmerschiefer nach S überschoben. In den Tonglimmerschiefern hat TELLER[3]) bei Rabenstein im Sarntale Intrusivgänge von Diabasporphyrit nachgewiesen.

Schon L. v. BUCH hat den Tonalitzug des Iffinger und die große Tonalit- oder Granitmasse, die der Eisack zwischen Mauls und Brixen durchschneidet, als eine einheitliche Eruptivmasse aufgefaßt. Die Spezialaufnahmen von TELLER haben diese Auffassung durchaus bestätigt.

Die Brixener Masse zeigt im Durchschnitt des Eisacktales ein domförmiges Gewölbe, von dem die kristallinischen Schichtgesteine nach N und S abfallen. Eine südwärts gerichtete Überschiebung über die Phyllite, wie im Penser Tale, ist in diesem Profile nicht mehr vorhanden. Durch die Arbeiten von TELLER, LÖWL[4]) und GRUBENMANN[5]) ist die eruptive Natur der Brixener Masse und des Iffingerkerns festgestellt worden. Ferner zeigte GRUBENMANN, daß der Tonalitzug als eine jüngere Intrusivmasse in die umgebenden Schiefer eingedrungen sei, daß er Gänge in das Liegende und Hangende entsende und in seiner Umrandung Kontaktmetamorphose bewirkt habe.[6]) Die Überschiebungen des Tonalits an der Judicarienlinie beweisen,

Bd. I, S. 320 ff.) gegeben. Die Erfahrungen der letzten 15 Jahre bieten keine Veranlassung, an dieser Darstellung wesentliche Änderungen vorzunehmen.

[1]) W. SALOMON. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901, S. 177.

[2]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 392—396; 1880, S. 91—98; 1881, S. 69—74.

[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 198.

[4]) F. LÖWL. PETERMANNS Geogr. Mitt. 1893, S. 112.

[5]) U. GRUBENMANN. Vierteljahrschr. d. Naturf.-Ges. Zürich 1896, S. 340 und TSCHERMAKS Min. u. petr. Mitt., XVI, S. 185. Eine Beschreibung der Kontaktzone gibt KÜNZLI (ibid., XVIII, 1899. S. 412).

[6]) Die Ansicht, daß der Tonalit von Brixen jünger sei als seine Schieferhülle, findet sich schon bei A. PICHLER, N. Jahrb. f. Min. 1871, S. 256.

daß große tektonische Bewegungen noch nach der Tonalitintrusion stattgefunden haben. Auch die Nordgrenze des Zuges scheint stellenweise einer Verwerfung zu entsprechen, so nach ROTHPLETZ[1]) im Meranser Tale oberhalb Mühlbach.

Zwischen Meran und Brunneck im Pustertal vollzieht sich die Umbeugung des Tonalitzuges aus einer NO in eine östliche Richtung. Sobald bei Brunneck das Ende des Tonalitzuges erreicht ist, wird die Fortsetzung der Judicarienlinie wieder sichtbar. Sie wird gekennzeichnet durch einen in die Tonglimmerschiefer des Pustertales eingefalteten, südwärts überkippten Zug von diploporenführenden Triaskalken, den TELLER[2]) von Brunneck bis Sillian mit WO-Streichen verfolgt hat. Dieser 33 *km* lange Zug besteht nicht aus einem zusammenhängenden Streifen triadischer Gesteine, sondern aus einer großen Zahl von einzelnen Schollen, den Denudationsresten eines in die senkrecht stehenden oder steil N fallenden Phyllite eingefalteten Kalkkeiles. An dem Bau der Kalkschollen, deren westlichste das Schloß von Brunneck trägt, beteiligen sich an einigen Stellen (Winbach, Parggenbach) auch Adnetherkalke und Fleckenmergel des Lias in derselben Entwicklung wie in dem mesozoischen Nordabschnitte des Drauzuges bei Lienz.

Bei Sillian verbindet sich die Pustertaler Störungslinie, die man als die tektonische Fortsetzung des Judicarienbruches betrachten kann und die hier einer südwärts überschobenen Falte von mesozoischen Gesteinen in den Schiefern entspricht, mit den Draubrüchen. TELLER hat den Zusammenhang der Pustertaler Störung mit dem Bruche ersichtlich gemacht, der entlang dem Laufe der Drau von Sillian bis Lienz die mesozoischen Gesteine des Lienzer Gebirges von dem kristallinischen Schichtenkomplex der linken Talseite scharf abschneidet. Er betrachtet die in nordalpiner Facies entwickelten triadischen und liasischen Gesteine der Scholle von Winbach geradezu als die Fortsetzung des nördlichsten Muldenflügels der Lienzer Scholle (l. c. p. 196).

So läßt sich in einem gegen NW konvexen halben Bogen von Roncone bis in die Gegend von Lienz eine große Störungslinie verfolgen, an der das östlich und südlich vorliegende Gebirge gesenkt ist und die in ihrem östlichen Teile den Charakter eines Überschiebungsbruches oder einer südwärts überschlagenen Falte annimmt. Von St. Pankraz im Ultentale bis Brunneck reten im Scheitel des Bogens auf dieser Linie jüngere Intrusivmassen auf, die noch von den jüngsten tektonischen Bewegungen entlang der erwähnten Störung mitbetroffen wurden. Während jene Bewegungen wohl in die jüngere Tertiärzeit fallen, ist die erste Anlage der Störung wahrscheinlich eine viel ältere. TELLER hält trotz des scheinbar konkordanten Schichtverbandes der Diploporenkalkzüge des Pustertales mit den Phylliten den Verlauf der ersteren für abhängig von älteren tektonischen Linien. Auch die Tatsache, daß die Triasbildungen in der nordalpinen Entwicklung bis an die Puster-

[1] A. ROTHPLETZ, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen“, S. 162, 217.
[2] F. TELLER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 193–200.

taler Linie und den Gailbruch heranreichen, aber nach S nicht über diese hinaustreten, läßt eine Interpretation in ähnlichem Sinne zu.

Andeutungen einer in der Richtung der Linie Lago d'Idro—Meran streichenden Störung setzen quer durch die Zentralzone in der Tiefenfurche des Brenner, die das Längental des Inn mit der Etschbucht über eine der niedrigsten Einsattlungen (1362 *m*) der Hauptwasserscheide der Ostalpen in Verbindung setzt. Die Furche des **Brenner** ist nicht nur in orographischem, sondern auch in geologischem Sinne eine Depression, in deren Umgebung mesozoische Sedimente vor der Denudation bewahrt geblieben sind. Sie ist nicht bloß ein schmaler Einschnitt, sondern eine breite Einsattlung im Gebirge, das man neben der Brennerstraße noch auf vier verschiedenen Wegen passieren kann, ohne sich auf 2500 *m* zu erheben.[1])

Andeutungen einer Störung setzen im Gebiete des Brenner quer über die Zentralalpen hinweg, doch darf man dabei keineswegs an einen einfachen Querbruch denken. Allerdings ist auch die Existenz von Querbrüchen an mehreren Stellen der Brennerfurche durch Beobachtungen erwiesen, am deutlichsten im Silltale oberhalb Matrei.[2]) Leider liegen keine Detailaufnahmen vor, die über eine eventuelle Fortsetzung jenes Querbruches nach S ein Urteil gestatten würden. Die älteren Übersichtsaufnahmen und das anläßlich des Eisenbahnbaues ausgeführte Profil der Bahnstrecke[3]) sind dazu nicht ausreichend. Die Schwierigkeiten, mit welchen eine Entwirrung der geologischen Verhältnisse des Brennergebietes zu kämpfen hat, sind von einem der verdienstvollsten Pioniere der Alpengeologie, A. Pichler, klar hervorgehoben worden.[4])

Das Auftreten mesozoischer Kalkmassen zu beiden Seiten des Brenner weist darauf hin, daß der letztere im Gesamtbau der Ostalpen als eine niedrigere Region angelegt ist, daß er einem „Accident transversal" im Sinne der französischen Alpengeologen entspricht. In der Umgebung dieser transversalen Zone sind die mesozoischen Sedimente bei der tertiären Alpenfaltung nicht über das obere Denudationsniveau emporgehoben worden und infolgedessen teils als flach liegende Reste einer ehemals zusammenhängenden Sedimentdecke, teils als die Wurzeln tief in den Kern des Gebirges eindringender Falten erhalten geblieben. Ausgezeichnete Beispiele für beide Arten des Auftretens mesozoischer Denudationsreste inmitten des kristallinischen Terrains bietet das Gebirge im W des Brenner.

Auf dem Sockel von Glimmerschiefer, der die Hauptmasse der Stubaier Gruppe zusammensetzt, liegen vom Gschnitztal bis gegen Innsbruck im N Schollen von Triaskalken und Dolomiten in zumeist flacher, wenig gestörter Lagerung. Sie bilden den Zug der Kalkspitzen im N des Gschnitztales und jenen der Kalkkögel und der Saile (2402 *m*) zwischen dem Stubai und

[1]) A. Penck. Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver., XVIII, 1887, S. 21.

[2]) F. E. Suess. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIV, 1894, S. 595. — A. Rothpletz. „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", S. 152.

[3]) E. Suess. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 188.

[4]) A. Pichler. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 45.

Selraintal. Das triadische Alter dieser Kalkschollen ist von A. PICHLER[1]) festgestellt worden. Fossilführende Carditaschichten im Liegenden und rhätische Schichten im Hangenden der Kalke verweisen die letzteren in das Niveau des Hauptdolomits. Auf dem Gipfel der Kesselspitze hat FRECH[2]) versteinerungsführenden Lias (Adnether Schichten) entdeckt. Die mesozoischen Kalkschollen zeigen sich von Faltungen nur in geringem Maße betroffen. Zumeist lagern sie flach mit einer scharf ausgesprochenen Diskordanz auf den abradierten Schichtköpfen des steil aufgerichteten Grundgebirges.

Der Gegensatz der flachen Lagerung der mesozoischen Sedimentdecke zu dem steil aufgerichteten Grundgebirge der Zentralzone und auch zu den intensiv gefalteten mesozoischen Schichten der Nördlichen Kalkalpen ist so auffallend, daß er infolge zu weit getriebener Verallgemeinerung zu irrtümlichen Vorstellungen über den Bau der gesamten Ostalpen Anlaß gab. So glaubte PENCK[3]) aus jenem Gegensatze auf ein verschiedenes Verhalten der Zentralzone und der Nördlichen Kalkzone den tektonischen Bewegungen gegenüber schließen zu dürfen, die zur Aufrichtung der Ostalpen führten. Von ähnlichen Erwägungen ausgehend, behauptete REYER,[4]) daß die ostalpine Zentralzone wohl von Rupturen durchsetzt, aber von intensiven jüngeren Faltungen, die erst in den Voralpenzonen eine erheblichere Rolle spielen, nicht betroffen worden sei.

Diese irrigen Vorstellungen haben seither durch das Studium der an die Region flach liegender Triasschollen im S anstoßenden Tribulaun-Gruppe eine einschneidende Korrektur erfahren. Geologische Zusammensetzung und landschaftliche Eigentümlichkeiten — das Auftreten mächtiger Dolomitberge inmitten des Urgebirges — kennzeichnen den scharf ausgeprägten Charakter jener kleinen Untergruppe des Stubaier Gebirges, der eine der imposantesten Dolomitzinnen Tirols, die zweigezackte Zangenschere des Pflerscher Tribulaun (3096 *m*), entragt.

Jenen Forschern, die mit A. PICHLER für ein triadisches Alter der Kalk- und Dolomitzüge eintraten, stellte G. STACHE[5]) die Behauptung entgegen, daß der Tribulaundolomit seine stratigraphische Stellung unter den pflanzenführenden Carbonschiefern des Steinacher Joches finde und somit paläozoischen Alters sei. Auch F. v. KERNER[6]) hielt es noch 1895 für richtiger, „den Kalkzug im S des äußeren Gschnitztales wirklich für das normale Liegende des Carbonschiefers als für Trias zu halten". Dennoch scheint nach den Untersuchungen von F. FRECH[7]) das triadische Alter des Tribulaundolomits nunmehr festzustehen.

---

[1]) A. PICHLER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 47—51.
[2]) F. FRECH. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 355—360.
[3]) A. PENCK. l. c., S. 5.
[4]) E. REYER. Theoretische Geologie. S. 477.
[5]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 217—220.
[6]) F. v. KERNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 324.
[7]) F. FRECH. „Die Tribulaungruppe am Brenner", Richthofen-Festschrift, Berlin. D. REIMER, 1893.

Die triadischen Gesteine sind in drei Faltenzügen angelegt, die sämtlich von den kristallinischen Schiefern in südlicher Richtung überschoben wurden. Innerhalb der einzelnen Falten verhielten sich die Triasgesteine entsprechend ihrer wechselnden Mächtigkeit dem Gebirgsdruck gegenüber verschieden. Die über 1000 *m* mächtige Dolomitmasse des Großen Tribulaun geht ostwärts in eingefaltete Dolomitkeile über, in welchen eine konkordante Lagerung der triadischen Schichten und des Urgebirges durch den auf beide Gesteine gleichartig wirkenden Druck erzwungen, eine ursprüngliche Diskordanz mithin auf mechanischem Wege verwischt wurde. Die stärksten Anzeichen der Einfaltung in den Granatglimmerschiefer des Grundgebirges weist der Triaszug der Telfer Weißen (2529 *m*) auf. Die westlichsten Ausläufer dieses Triaszuges liegen in der Umgebung des Schneeberges im obersten Passeier Tale (Gürtelwand). Hier gestatten in dem Zinkblende-Bergwerk von St. Martin (2300 *m*) die durch den Bergbau geschaffenen Aufschlüsse die Feststellung zahlreicher tektonisch interessanter Einzelheiten.[1])

Fig. 8. Tribulaun (3098 *m*) vom Pflerschtal.
(Nach einer Photographie von Dr. F. v. Kerner.)

In der Region zwischen dem südlichsten der drei Triaszüge des unteren Pflerschtales und dem Nordrande der Granitmasse von Brixen tritt am Penser Joch noch einmal ein Zug von triadischen Diploporenkalken in der Form isoklinaler Einfaltungen jüngerer Ablagerungen in die nach S überschobenen älteren Gesteine auf.[2])

Das ganze Gebirge im W der Brennerfurche vom Südrande der Brixener Granitmasse bis zum Ausgange des Obernbergtales erweist sich somit als eine Region intensiver Faltungen, in welchen südwärts gerichtete Überschiebungen die Regel sind. Der über die südlich vorliegenden Tonglimmerschiefer im Penser Tale überkippte Rand der Iffinger-Masse, die Triaszüge des Penser Joches und der Tribulaun-Gruppe stehen unter dem Einflusse gleichsinniger tektonischer Bewegungen. Die Zone der südwärts gerichteten Einfaltungen und Überschiebungen reicht nördlich bis zur Antiklinale des

[1]) Vergl. auch A. Elterlein. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLI, 1891, S. 289—347.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 69—74.

Brenner. Diese Antiklinale, deren Verlauf mit der Einsattlung des Brennerpasses zusammenfällt, trägt gewissermaßen den Charakter einer tektonischen Symmetrielinie, indem nördlich von derselben nordwärts gerichtete Überschiebungen vorherrschen.

In der Zusammensetzung des Gebirges im Osten der Brennerfurche tritt ein neues Element von großer Mächtigkeit und Bedeutung für den Bau des ersteren auf, der Zentralgneis der Hohen Tauern mit seiner Schieferhülle, deren Verschiedenheit gegenüber jener der Ötztaler Masse auch petrographisch zum Ausdruck kommt. Nur die im N und S der Zentralgneis-Entwicklung des Tauern-Hauptkammes gelegenen Gebirgsstreifen schließen sich in der Ausbildung der kristallinischen Schichtfolge jener der Region im W des Brenner an.

Es soll zunächst die Gebirgszone im N der Antiklinale des Brenner betrachtet werden. In dieser Zone, deren westlichsten Abschnitt zwischen dem Silltal und dem unteren Zillertal die Tuxer Voralpen bilden, liegt die wahre tektonische Fortsetzung der Ötztaler Masse, die durch die Glimmerschieferregion des Stubai in jene des Patscherkofel und in das Phyllitgebiet des unteren Zillertales und des Oberpinzgau übergeht.

Die Ergebnisse älterer Übersichtsaufnahmen in den Tuxer Voralpen sind von Pichler[1]) und Stache veröffentlicht worden. Eine Anzahl wichtiger Beobachtungen hat später Rothpletz[2]) mitgeteilt. Die wichtigste Quelle unserer Kenntnis der Gruppe sind die Detailaufnahmen von Franz E. Suess.[3])

Den Untersuchungen des letzteren Beobachters zufolge zerfällt das Gebiet im N der Antiklinale des Brenner in drei Streifen, die von Gesteinen der älteren Formationen eingenommen werden und entlang zwei, das Hauptstreichen des Gebirges einhaltenden Störungen an einander grenzen.

Den südlichsten Streifen bilden die Kalkschiefer des Brenner, den mittleren eine Antiklinale von Quarzphylliten, die in der Nähe des Steinacher Joches, am Nößlacher Joch obercarbonische Pflanzenreste geliefert haben. Pichler (l. c. p. 219) hat die Pflanzenreste entdeckt, Stur[4]) das Alter der Flora als jenem der Ottweiler Schichten gleichstehend bestimmt. Nach den Angaben von Frech[5]) ist die Fortsetzung der carbonischen Antiklinale auf dem linken Ufer der Sill über die Trias der Tribulaunkette aufgeschoben. Der dritte, nördlichste, bis an den Inn reichende Gebirgsstreifen besteht aus alten Quarzphylliten und aus den Glimmerschiefern des Patscherkofels bei Innsbruck. Jüngere Sedimente liegen transgressiv teils auf den carbonischen Quarzphylliten, teils auf den — mutmaßlich älteren —

[1]) A. Pichler, „Beiträge zur Geognosie Tirols", Zeitschr. d. Ferdinandeums 1859, S. 181—232.

[2]) A. Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", S. 142—160.

[3]) F. E. Suess, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIV, 1894, S. 589—670.

[4]) D. Stur, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 80. Eine Vervollständigung der Artenliste der Flora bei F. v. Kerner (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLVII, 1897, S. 365—386.

[5]) F. Frech, Lethaea palaeozoica, II, 2. Lief. „Die Steinkohlenformation", S. 362.

Phylliten, Sericitgrauwacken und Kalken, die ROTHPLETZ unter dem Namen „Brenner-Schiefer" zusammenfaßt. Die dem älteren Gebirge transgressiv aufgelagerte Serie beginnt mit permischen (?) Quarzsericiten. Darüber folgen grüne Quarzitschiefer und Serpentine, endlich Triaskalke des Hauptdolomitniveaus, in deren Hangendem von PICHLER[1]) und ROTHPLETZ fossilführende Kössener Schichten der rhätischen Stufe nachgewiesen wurden. Die Triasbildungen in den Tuxer Voralpen sind Reste von Faltenzügen, in denen das Streichen ONO, die Überfaltung ausnahmslos gegen N gerichtet ist. Die stärkste Überschiebung hat in der Gruppe der Tarntaler Köpfe (Reckner 2882 *m*) stattgefunden, wo die grünen Tarntaler Quarzitschiefer und Serpentine verkehrt auf den Triaskalken liegen.

Fig. 9. Übersichtskarte der Strukturlinien des Westflügels der Hohen Tauern.

Gl = Glimmerschiefer des Patscherkofels, *Ph* = Ältere Phyllite des Unt. Zillertales, *Ca* = Carbonische Quarzphyllite des Steinacher Joches, *BS* = Brenner Schiefer, *H* = Hochstegenkalk, *S* = Schieferhülle der Hohen Tauern, *TGl* = Pustertaler Tonglimmerschiefer, *tr* = Trias.

I. Zentralmasse der Hohen Tauern, *Ia* Tuxer Massiv, *Ib* Zillertaler Massiv, II. Granitmasse von Brixen, III. Tonalitmasse der Rieserferner, IV. Masse von Brunneck (Antholzer Granitgneis).

Richtung der Überschiebungen.

Antiklinallinien.

M = Antiklinale des Mühlwalder Tales.

Mo = Antiklinale des Mostock.

Die Längsachsen der Mulden, in welchen Reste der triadischen Sedimentdecke des Gebirges vor der Denudation bewahrt blieben, steigen gegen Osten rasch empor. Es heben sich dadurch die Triaszüge gegen O aus

[1]) A. PICHLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 45.

den Phylliten heraus und sind in der linksseitigen Umrandung des unteren Zillertales durch Abtragung nahezu vollständig verschwunden. Das untere Zillertal ist durchaus in phyllitische Gesteine eingeschnitten, die als Äquivalente der alten Quarzphyllite und Glimmerschiefer des Patscherkofel-Zuges gelten müssen. G. Stache[1] hat in Übereinstimmung mit Pichler darauf hingewiesen, daß die „quarzigen Tonglimmerschiefer zu beiden Seiten des unteren Zillertales auf das Innigste mit den Glimmerschiefern des Stubai zusammenhängen“. Ein Profil, das Becke[2] durch dieses Schiefergebirge vom Tuxer Tale bis zum Inn gelegt hat, läßt die nachstehenden Grundzüge des Bauplanes erkennen. Das Schiefergebirge zerfällt in zwei durch den Paß von Laas getrennte Abschnitte. Der nördliche ist bezeichnet durch die zackigen Spitzen des Kellerjoches (2342 *m*) bei Schwaz. Er besteht aus steil gestellten, gefalteten und gequetschten Phylliten mit einem Kern von Granitgneis, der als ein mechanisch stark mitgenommenes Intrusivgestein aufzufassen sein dürfte. Der südliche Abschnitt, der im Rastkogel (2557 *m*) kulminiert, bietet eine mächtige Entwicklung von schieferigen, zwischen Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit schwankenden Gesteinen, die in zwei Antiklinalen gestaut sind.

In seiner weiteren Fortsetzung gegen O bildet der Phyllitzug des unteren Zillertales die Höhen, die den Nordrand des Oberpinzgaus begleiten, das Pinzgauer Mittelgebirge, wie es Peters zutreffend benannt hat. Seine äußere Gestalt ist wenig reizvoll. Seine ausdruckslosen Rücken, Wölbungen und Kuppen, aus deren rasenbedeckter Oberfläche der nackte Fels nur selten (Rettenstein 2363 *m*, Gaisstein 2361 *m*) zu Tage tritt, kontrastieren ebenso auffallend mit den scharf profilierten Kämmen und Gipfeln des vergletscherten Hauptkammes der Zentralzone im S als mit der formen- und farbenreichen Bergwelt der Kalkalpen im Norden.[3]

Von Geologen ist das Pinzgauer Mittelgebirge seit jeher ängstlich gemieden worden. Unsere Kenntnis von demselben ist daher eine entsprechend dürftige. Immerhin lassen sich bereits zwei wichtige Tatsachen aus den bisher vorliegenden Mitteilungen erkennen. Je weiter man aus dem Stubai gegen O geht, desto weniger kristallinisch werden die Bildungen von dem Charakter der Ötztaler Gneisphyllite, die am Patscherkofel noch den Charakter von echten Glimmerschiefern, ja selbst von Schiefergneisen tragen, im unteren Zillertale und im Oberpinzgau dagegen den Typus von Phylliten annehmen. Es erinnert diese Zunahme in der kristallinischen Beschaffenheit einander gleichwertiger Sedimente in der Richtung von O nach W an die Beobachtungen Geyers in dem Westabschnitte der Karnischen Alpen, wo Tonschiefer,

[1] G. Stache, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 217—220.

[2] F. Becke, Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., 1898, III, S. 14, 15.

[3] Die beiden in Parenthese genannten Felsgipfel verdanken ihre abweichende Form Einschaltungen anders gearteter Gesteine in das Phyllitgebirge. Der Rettenstein bezeichnet den Ausbiss einer Linse von Eisendolomit, der Gaisstein gehört einer mächtigen Anhäufung diabasischer Laven an. Vergl. F. Löwl, Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1898, XXIX, S. 42.

deren silurisches Alter in der Gruppe der Kellerwand unzweifelhaft festgestellt werden konnte, in der Richtung gegen W allmählich kristallinischer werden und immer mehr den Charakter normaler Tonschiefer verlieren.

Bemerkenswert ist ferner die Tatsache, daß das Streichen der älteren Phyllite des Pinzgauer Mittelgebirges im Salzachgebiete nicht mehr übereinstimmt mit dem Streichen des Pinzgauer Längentales, sondern von dem letzteren diagonal geschnitten wird. Löwl[1]) hat darauf hingewiesen, daß der Pinzgau einer großen Grabenversenkung entspricht und daß die Schichten, die von der nördlichen Randspalte des Grabens abgeschnitten werden, mit NNO-Fallen spitzwinkelig gegen das Salzachtal ausstreichen. Diese Lagerung bringt es mit sich, daß je weiter man vom Salzachursprung gegen O sich entfernt, desto jüngere Schichtglieder der Antiklinale des Pinzgauer Mittelgebirgszuges zum Vorschein kommen. Mit dieser Beobachtung Löwls stimmt die Angabe von Stur[2]) überein, daß die Tonglimmerschiefer im N des Pinzgaus sich nach O fortschreitend immer mehr verschmälern und endlich in der Gegend von Lend, bei St. Veit, unter den silurischen Tonschiefern und Grauwacken von Dienten gänzlich verschwinden. Es ist zu beachten, daß auch die aus dem zusammenhängenden Silurgebiete des Pongau aufbrechenden Züge von älteren Gesteinen wie jene der Klingspitze und des Hochglockner das gleiche OSO-Streichen erkennen lassen.

Der Rücken des Pinzgauer Mittelgebirges ist gegenüber dem Südfuße des Steinernen Meeres in seiner ganzen Breite von einer Lücke durchbrochen, in der der Zeller See liegt. Über die Entstehung des Sees, die dem jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte angehört, geben die Studien von W. Schjerning[3]) und F. Wähner[4]) Aufschluß.

Der Glimmerschiefer- und Phyllit-Zug, der das Gebirge im Norden des Pinzgaus zusammensetzt, wird von den Triasbildungen der Nördlichen Kalkzone durch einen schmalen Streifen von paläozoischen Sedimenten getrennt. Dieser Gebirgsstreifen, in den die tiefe Längsfurche Wörgl—St. Johann—Saalfelden—Dienten sich einschneidet, bildet ein Glied der von den älteren Geologen als „Grauwacken- oder Übergangsgebirge“ zusammengefaßten, in Wahrheit aus sehr disparaten Elementen bestehenden Grenzzone zwischen den zentralen und den Nordkalkalpen.

Von der Einmündung der Ötztaler Ache bis Schwaz bezeichnet das Inntal eine scharfe Grenze zwischen den kristallinischen Gesteinen der Zentralzone und der mesozoischen Formationsreihe der Nordalpen. Der tektonische Zusammenhang zwischen beiden ist durch die diluvialen und alluvialen

---

[1]) F. Löwl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 639.

[2]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 839.

[3]) W. Schjerning. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, Bd. XXVIII, 1893, S. 367—392 und „Der Pinzgau“, Forschungen z. deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. X, Heft 2, insbes. S. 165.

[4]) F. Wähner. Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, Bd. XXXIV, 1894, S. 481 ff.

Schottermassen unsichtbar gemacht, die teils die bis zu 2 *km* breite Talsohle bedecken, teils in prächtigen Terrassen an beiden Gehängen als „Mittelgebirge“ entlang ziehen. Doch läßt der Bau der das Inntal im N unmittelbar überragenden Triaskette vermuten, daß das Tal selbst grabenförmig zwischen großen Längsbrüchen eingesunken sei. Bei Schwaz tritt der Inn in die Triaszone ein und von dieser Stelle ostwärts wird in dem Kitzbühler Übergangsgebirge die Serie paläozoischer Bildungen sichtbar, die sich zwischen die alten Schiefer des Pinzgaus und die nordalpinen Triasablagerungen einschalten.

Über den Bau dieser landschaftlich eintönigen Region sind wir trotz der Arbeiten von PICHLER, E. v. MOJSISOVICS, STACHE, CATHREIN und ROTHPLETZ nur mangelhaft unterrichtet. Am besten bekannt ist das westliche Ende der Grauwackenzone in der Umgebung von Brixlegg. PICHLER,[1] E. v. MOJSISOVICS,[2] CATHREIN[3] und ROTHPLETZ[4] stimmen in ihren Angaben der Lagerungsverhältnisse, wenn auch nicht in der Parallelisierung der einzelnen Schichtglieder für dieses Gebiet im wesentlichen überein.

Aus den älteren Phylliten gelangt man, und zwar nach CATHREIN (l. c. p. 620), allmählich und ohne jede Diskordanz in einen grünen bis violetten Tonschiefer, den durch das Vorkommen abbauwürdiger Spateisensteinlager beachtenswerten Wildschönauer Schiefer, der mit WO-Streichen von Schwaz durch das Brixental bis Kitzbühel verfolgt werden kann. Der Wildschönauer Schiefer wird von dem erzführenden Schwazer Kalk überlagert, der wohl mit Recht als ein Glied der Permformation gilt.[5] Sein Hangendes bildet ein roter Sandstein, für den CATHREIN[6] die Bezeichnung „Itterer Sandstein“ vorgeschlagen hat. E. v. MOJSISOVICS zeigte,[7] daß der Schwazer Kalk und die tieferen Abteilungen des Itterer Sandsteins im Streichen ineinander übergehende und sich gegenseitig ersetzende Facies seien. Der Itterer Sandstein wird von Rauchwacken, Mergelschiefern und Kalken der anisischen Stufe (Schichten mit *Natica stanensis* PICHLERS)

[1]) A. PICHLER. Insbesondere Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 236 und N. Jahrb. f. Min. 1877, S. 620.

[2]) E. v. MOJSISOVICS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXI, 1871, S. 207.

[3]) A. CATHREIN. Zeitschr. d. Ferdinandeums III, F. 21, B. 1877; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXX, 1880, S. 609—634; N. Jahrb. f. Min. 1881, I, S. 169.

[4]) A. ROTHPLETZ. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1883, S. 149. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, S. 20 u. 130 ff.

[5]) Über die Beziehungen zwischen dem Schwazer Kalk und dem Wildschönauer Schiefer besteht unter den Beobachtern eine Meinungsverschiedenheit. Nach CATHREIN liegen beide Bildungen konkordant, nach ROTHPLETZ diskordant zu einander.

[6]) A. CATHREIN. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 307. Die von A. R. SCHMIDT (ibid. 1885, S. 238) versuchte Gliederung des Sandsteins in silurische und triadische Elemente wird in dieser Publikation als undurchführbar zurückgewiesen. Eine Zusammenstellung der älteren Literatur über den roten Sandstein von Nordtirol hat H. LECHLEITNER (Programm des k. k. Staatsgymnasiums in Innsbruck 1878) veröffentlicht.

[7]) Vergl. dazu auch ROTHPLETZ, l. c., S. 22, der eine Transgression des Sandsteins über die älteren Schichtglieder annimmt.

konkordant überlagert. Seine Hauptmasse ist daher ein Äquivalent der untertriadischen Werfener Schichten.

Bei Brixlegg ist, wie Cathrein und Rothpletz übereinstimmend beobachteten, die ganze Schichtfolge des Paläozoicums und der Trias nordwärts überstürzt. Sie bildet ein S fallendes, isoklinales Schichtsystem. Einer Querverschiebung in den paläozoischen Schichten entspricht nach Lechleitner[1]) wahrscheinlich der Ausgang des unteren Zillertales.

Noch verwickelter gestaltet sich der Bau des paläozoischen Gebirges auf der Strecke zwischen Wörgl und dem Tal der Kitzbühler Ache. Zwei tiefe Längsfurchen sind hier dem Streichen des Gebirges folgend in dieses eingeschnitten. Die nördliche begleitet den Südfuß des Kaisergebirges bis St. Johann, die südliche zeichnet der Giselabahn von Hopfgarten bis Kitzbühel die Trace vor. Zwischen beiden erhebt sich der Tonschieferzug der Hohen Salve (1824 *m*). In Kalkeinlagerungen der Tonschiefer hat Gümbel[2]) Crinoidenstiele gefunden und daher den Zug der Hohen Salve als die Fortsetzung des silurischen Tonschieferzuges von Dienten angesprochen. Im N und S des Silurzuges liegen Schwazer Kalke und Itterer Sandstein. Sie fallen auf der Nordseite der Hohen Salve steil nach N, auf der Südseite des Kitzbühler Horns nach S, so daß der Gebirgszug der Hohen Salve als eine Antiklinale aufgefaßt werden könnte. Der Südabhang des Kitzbühler Horns wird von einer Verwerfung abgeschnitten, die E. v. Mojsisovics in NO-Richtung bis Pillersee verfolgt hat. Jenseits dieser Verwerfung erscheinen nochmals, an den Sandsteinen und Schwazer Kalken abstoßend, silurische Tonschiefer und Kalke, die nach S widersinnig unter die älteren kristallinischen Phyllite des Pinzgauer Zuges einfallen.

Nur sehr ungenügend sind wir über die östliche Fortsetzung der Grauwackenzone von Kitzbühel bis Bischofshofen unterrichtet. Unsere Kenntnis dieses Gebirgsabschnittes beschränkt sich fast ausschließlich auf die Umgebung von Dienten, wo bei dem Eisenstein-Tagbau Nagelschmiede im Jahre 1845 zuerst obersilurische Fossilien aufgefunden wurden.[3]) Später hat C. v. Gümbel die fossilführenden Tonschiefer vom Kollmannseck bei Dienten bis in das Tal von Schwarz-Leogang bei Saalfelden verfolgt. Auf dem rechten Salzachufer setzt sich die Grauwackenzone von Dienten in den Gründecker Bergen fort und spitzt sich nahe der Region zwischen dem Südrande des Dachstein-Massivs und dem Triaszuge des Passes Mandling aus. Ihr östliches Ende liegt nach Vacek[4]) in der Nähe von Irdning im Ennstale.

---

[1]) H. Lechleitner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 207.

[2]) C. v. Gümbel. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 189.

[3]) G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 216; 1884, S. 25; 1890, S. 121; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, Bd. XXIV, S. 164; Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1884, S. 282. Die aus mehreren Arten von *Cardiola*, *Dualina* und *Orthoceras* bestehende Fauna weist auf die Grenzzone zwischen den Etagen E_1 und E_2 des böhmischen Obersilurs hin. Sie stammt aus einem sehr hohen Niveau der silurischen Schichtreihe bei Dienten.

[4]) M. Vacek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 620.

In der „Grauwackenzone“ des Kitzbühler Übergangsgebirges liegt eine durch das Vorwalten von Kupfermineralien charakterisierte Gruppe von Erzlagerstätten, unter denen insbesondere jene von Hüttau, Mitterberg, Schwarzleotal, Kitzbühel, Wörgl und Schwaz hervorzuheben sind. Von den einst so zahlreichen Bergbauen ist heute nur noch eine geringe Anzahl auf Kupfer-, Eisen-, Nickel- und Bleierze im Betrieb.[1])

Zwischen das Phyllitgebirge, das als die wahre Fortsetzung der Ötztaler Masse über das untere Zillertal in das Oberpinzgau zieht und das Zentralmassiv der Hohen Tauern schaltet sich ein Band von paläozoischen Kalken, Sericitgrauwacken, bunten Phylliten und Glanzschiefern ein, die von Rothpletz als „Brenner Schiefer“, von Löwl als „Krimmler Schichten“ bezeichnet und von den Kalkphylliten der Tauern stets mit Recht getrennt gehalten wurden. Dieser Gesteinszug, der jünger ist als die Phyllite des unteren Zillertales und wohl auch jünger als die Hauptmasse der Schieferhülle der Tauern, hebt mit einer Entwicklung von grauen Bänderkalken an, dem Hochstegenkalk. Vom Wildlahnertal über Mairhofen bis zum Krimmler Tal begleitet der Hochstegenkalk den Nordrand des Zentralmassivs der Hohen Tauern. Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung der erwähnten Schichtgruppe liegen nur insofern vor, als dieselbe von den Quarzsericitgesteinen an der Basis der Trias in den Tuxer Voralpen diskordant überlagert wird. Die Hauptmasse der Krimmler Schichten, die von Stur[2]) und Peters[3]) als Äquivalente der Radstädter Tauerngebilde betrachtet wurden, entspricht den Hochstegenkalken und Brenner Schiefern. Doch treten zu diesen in dem Profil der linken Seite des Krimmler Tales auch echte Triasbildungen in den Diploporenkalken der Neßlinger Wand hinzu.

Der ganze zwischen den Zentralgneis und die älteren Phyllite des Oberpinzgaus eingeschaltete Gesteinskomplex, der teils aus paläozoischen, teils aus mesozoischen Elementen besteht, zeigt im Krimmler Profil eine sehr steile, lokal nordwärts überstürzte Schichtstellung.[4]) Er liegt, wie Löwl[5]) zuerst erkannt hat, in einer Grabenversenkung. Der Einbruch des Tauerngrabens nimmt vom Krimmler Tale gegen O an Sprunghöhe so erheblich zu, daß die Krimmler Schichten, die in dem eben erwähnten Profil noch den Plattenkogel (2029 *m*) zusammensetzen, unter die Sohle des Oberpinzgaus hinabtauchen.

Das Längental des Pinzgaus verrät schon in seiner Skulptur — in der auffallend breiten, fast geradlinig gegen die auf beiden Seiten ansteigenden Gehänge abgeschnittenen Talsohle — den Charakter eines tektonischen Tales. Es gehört zu den Bikataklasen im Sinne Löwls und folgt einem

---

[1]) F. Pošepny, „Die Erzlagerstätten von Kitzbühel“, Archiv f. praktische Geologie, Bd. I, 1880, S. 257—441.

[2]) D. Stur, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 844.

[3]) K. Peters, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 787 ff.

[4]) C. Diener, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 383—394.

[5]) F. Löwl, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIV, 1894, S. 518.

Strich starker Verschiebungen.[1]) Ob einzelne jener Störungslinien, denen der Graben seine Entstehung verdankt, auch in den Unterpinzgau fortsetzen, ist nicht bekannt. Das einzige mit Sicherheit festgestellte Verbindungsglied zwischen den Diploporenkalken der Neßlinger Wand und der mesozoischen Scholle der Radstädter Tauern ist ein kleines Vorkommen triadischer Rauchwacke bei Lend am Ausgange des Gasteiner Tales, das von den alten Kalkphylliten nach N überschoben erscheint.[2])

Im Süden des flachen, gegen N konvexen Bogenstückes, das die Brenner Schiefer und die Krimmler Schichten bis zum Oberpinzgau auf der einen, die mesozoischen Bildungen der Radstädter Tauern mit der Verlängerung bis zur Triasscholle von Lend auf der andern Seite beschreiben, liegt das Gebiet der Zentralgneis-Entwicklung. Es umfaßt den Hauptkamm der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern und die Tuxer Kette. Das größte unter den Zentralgneismassiven bildet den Westflügel der Tauern vom Kraxentrager am Brenner bis zur Weißenecker Scharte zwischen dem Gschlöß und Hollersbachtal (mit den höchsten Erhebungen des Zillertaler und Tuxer Hauptkammes (Hochfeiler 3523 *m*, Olperer 3480 *m*) und der Venediger Gruppe (Großvenediger 3660 *m*). Kleinere Massive sind: der Granatspitzkern, die Rauriser Masse, Rametten-Masse, Gamskarl-Masse und das Hochalm-Massiv (Ankogel-Masse). Die einzelnen Massive sind von einer dieselben angeblich konkordant umlagernden Schieferhülle umgeben. In der Schieferhülle spielen Glimmerschiefer, Kalkphyllite und Grünschiefer die hervorragendste Rolle. Die letztere Gruppe von Gesteinen, in der insbesonders Chloritschiefer mit Linsen von Grünstein vorherrschen, ist aus eruptiven Stoffen von der Art basischer Laven und Tuffe hervorgegangen. Aus einer in Chloritschiefer eingeschalteten Linse von Grünstein hat die Erosion den höchsten Gipfel der Tauern, die Spitze des Großglockner (3798 *m*) herausmodelliert.

Über das Alter der Schieferhülle sind die Ansichten seit jeher weit auseinandergegangen. Während Peters[3]) in der Schieferhülle eine Vertretung der gesamten Schichtreihe von den archaischen Bildungen bis zur Trias erblicken wollte, meinte H. Emmrich,[4]) „daß die Behauptung der metamorphischen Entstehung derselben aus paläozoischen Sedimenten durch nicht eine positive Tatsache beglaubigt sei.“ Und dieser Widerstreit der Meinungen dauert auch heute noch an. Dieselben Kalkphyllite, in denen E. Suess[5]) durch Dynamometamorphose veränderte Triasgesteine erblickt, werden von Vacek[6]) für älter als die obersilurischen Ablagerungen von Dienten erklärt. Die wichtigsten, in Beobachtungstatsachen begründeten Anhaltspunkte für

[1]) F. Löwl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 639.
[2]) Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., 1899, II, S. 7.
[3]) K. Peters. Schr.-Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien 1862/63, III, S. 217.
[4]) In Schaubach „Die deutschen Alpen“, 2. Aufl., 1871.
[5]) E. Suess. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, XXVII, 1890, S. 245.
[6]) M. Vacek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 615—623.

eine Entscheidung zwischen den anscheinend unlösbaren Widersprüchen liefern die Arbeiten von GEYER[1]) im Gebiete von Murau. Hier sind durch Fossilfunde die Kalkphyllite als ein Äquivalent des älteren Grazer Paläozoicums erwiesen worden. Auch ein Seitenstück zu den Grünschiefern der Hohen Tauern liegt in der Murauer Mulde in jenem Komplex von Uralitgesteinen vor, die in der das Hangende der Kalkphyllite bildenden Phyllitgruppe auftreten.

Zweifelhaft ist das mesozoische Alter gewisser Teile der Schieferhülle, so der Glanzschiefer des Matreier Beckens, die mit Dolomitbänken vergesellschaftet sind und stellenweise Gipslinsen und Intrusionen von Serpentin enthalten. LÖWL[2]) hält die Matreier Schichten für triadisch, doch fehlen noch beweiskräftige Fossilfunde. Als sicher triadisch dürfen hingegen die von TELLER[3]) auf der südlichen Abdachung der Tauern entdeckten, den älteren kristallinischen Schichten eingefalteten Diploporenkalke des Pfunderer Gebirges und im Villgrattentale gelten.

Die Gliederung der Nordflanke der Hohen Tauern ist eine ausgezeichnet fiederförmige. Eine Reihe annähernd paralleler, durch ihren Stufenbau charakterisierter Quertäler führt die Abflüsse der Gletscher des Hauptkammes dem Salzachtale zu. Schon PETERS[4]) hat die morphologische Ähnlichkeit dieser Quertäler treffend hervorgehoben. LÖWL betrachtet dieselben als epigenetische Erosionstäler (im Sinne v. RICHTHOFENS), deren Entstehung ausschließlich von den Neigungsverhältnissen einer ehemaligen mesozoischen Decke der Tauern und nicht von der Struktur des Grundgebirges abhängig war, in das die Erosion erst nach der Durchsägung der Deckschichten eingreifen konnte. Die vielen und maßgebenden physiognomischen Unterschiede, die zwischen den Hohen Tauern und den Oetztaler Alpen bestehen, beruhen nach RICHTER[5]) auf dem Gegensatze der fiederförmigen Gliederung mit sehr nahe liegenden, parallelen Tälern in den ersteren und der radialen Anordnung der weit abstehenden Täler in den letzteren.

Wie über das Alter der Schieferhülle, so haben auch über die Beziehungen derselben zu dem die Kernmassen der Tauern bildenden **Zentralgneis** die Meinungen der Forscher vielfach gewechselt. Daß ein Teil der Zentralgneis-Massive aus intrusiven Eruptivmassen bestehe, wird wohl allerseits zugegeben. Granitporphyre, wie jene der Griesscharte im Feilerkamm[6]) wurden stets für Ganggesteine, auch von solchen Beobachtern gehalten, die — wie ROTHPLETZ — die Auffassung, daß alle Zentralgneise umgewandelte Granite seien, bekämpfen. Es wird jedoch von diesen Beobachtern in Über-

[1]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 199—205; 1891, S. 352—362; 1893, S. 406—415.

[2]) F. LÖWL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 636 ff. u. Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1897, S. 42 ff.

[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 193—200.

[4]) K. PETERS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, V, 1854, S. 795.

[5]) E. RICHTER. Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsheft Nr. 132, S. 25.

[6]) K. FUTTERER. N. Jahrb. f. Min., IX. Beil., Bd. 1894/95, S. 509.

Fig. 10. Der Talschluß des Zillergrundes.
(Karlandschaft im Zentralgneis.)
Nach einer Photographie von C. Diener.

einstimmung mit Peters aus der Tatsache, daß die granitartigen Zentralgneise durch Übergang und Wechsellagerung mit Flaser- und Schiefergneisen

zusammenhängen, der Schluß gezogen, daß auch der eigentliche Zentralgneis nur ein durch granitische Struktur ausgezeichnetes Glied in der Reihe der kristallinischen Schiefer, und zwar das älteste derselben sei. Die Erfahrung hat gelehrt, daß die Zentralmassive der Tauern aus hellgrauen, gneis- und granitartigen Gesteinen bestehen, die auf das innigste zusammenhängen. In der Regel herrscht in den inneren Teilen der Zentralmassen granitische Struktur, während in den äußeren Partien geschichtete, schieferige Gneise sich einstellen. Alle Beobachtungen über die Beziehungen der schieferigen Gneise zu den granitischen, die die Eigenschaften eines echten Tiefengesteins zeigen, basische Konkretionen und aplitische Adern enthalten, sind aber auch mit der Annahme einer intrusiven Entstehung und einer anschließenden dynamischen Umformung des Zentralgneises vereinbar. In der Tat hat sich in neuester Zeit, insbesondere unter dem Einflusse der Arbeiten von Löwl, Weinschenk, Becke und Salomon immer mehr die Meinung Bahn gebrochen, daß die Zentralgneise echte Intrusivgesteine seien, die in die ältere Schieferhülle eindrangen, dieselbe zum Teil aufschmolzen und im Kontakt veränderten. Die wertvollsten Aufschlüsse über die Natur der Zentralgneise und ihre Beziehungen zur Schieferhülle darf man von den Ergebnissen der im Auftrage der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien von Becke, Berwerth und Grubenmann ausgeführten Untersuchungen der drei Profile Meran—Imst, Brunnek—Schwaz und Drauburg—Lend erwarten.[1]

Es sind zu den Merkmalen petrographischer Natur durch die Bemühungen der oben genannten Forscher während des letzten Jahrzehnts zahlreiche Beobachtungstatsachen hinzugekommen, die der Auffassung des Zentralgneises als einer Intrusivbildung das Wort reden. Eine der wichtigsten ist das Auftreten der Kontaktmetamorphose der Schieferhülle in der Umrandung des Gneiskerns. Allerdings ist dieses Merkmal durchaus nicht überall und in gleicher Deutlichkeit erkennbar. Am besten scheint durch dasselbe die Umrandung des Venediger charakterisiert zu sein. Der Kern des Venediger ist nach Löwl[2] und Weinschenk[3] von einem wahren Kontakthof von Schiefern umgeben, die durch diffuse Granitintrusionen gekennzeichnet sind. Schon dem Granatspitzkern geht ein geschlossener Hof von solchen mit granitischen Intrusionen durchaderten und durchtränkten Schiefern ab. Noch viel stärker treten Erscheinungen der Kontaktmetamorphose in den Hüllgesteinen der Zentralmassen des Rauriser- und Gasteiner Tales zurück. Überhaupt zeigt die Schieferhülle in dem westlichen Flügel der Hohen Tauern

[1] Vorläufige Mitteilungen über diese Untersuchungen sind bisher im Akademie-Anzeiger (math.-nat. Kl.) 1895. V, 1896, III, 1897, II/III, 1898. III u. 1899, II veröffentlicht worden. Ich bin Herrn Prof. F. Becke für vielseitige Belehrung, die er mir auf diesem Gebiete zu teil werden ließ, zu besonderem Danke verbunden.

[2] F. Löwl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 521, 526—527.

[3] E. Weinschenk. Abh. d. bayr. Akad., II. Cl., Bd. XVIII, Abt. III, 1894, S. 651 u. 715; ferner N. Jahrb. f. Min. 1895, I, S. 221 u. Groths Zeitschr. f. Kristallogr., XXVI, 1896, S. 337.

ganz allgemein eine größere Verwandtschaft mit den Gesteinen der Kontakthöfe echter Granite als in dem östlichen.

Ein anderer Beweis für die intrusive Natur der Zentralgneise ist das häufige Vorkommen von Parallellagern des Gneisgranits in der Schieferhülle. In der südlichen Randzone des Zillertaler Granitgneises wird von Becke die wiederholte Wechsellagerung von Schiefer- und Granitgneis in scheinbar konkordanten Lagen beschrieben. Solche Parallellager des Gneisgranits können als durch spätere Faltung ausgewalzte Apophysen im Dach der

Fig. 11. Feldkopf (3085 *m*) vom Aufstieg zur Melkerscharte.
(Gipfelbildung im Zentralgneis.)
Nach einer Photographie von C. Diener.

Intrusivmasse gedeutet werden. Sie finden sich auch dort, wo die Anzeichen einer Kontaktmetamorphose nur sehr schwach ausgeprägt sind, z. B. im Gasteiner Tale in den Kalkphylliten des Schareck.

Ein weiteres Argument für die intrusive Entstehung des Zentralgneises sind gelegentliche Anzeichen einer wahren Aufschmelzung der Schieferhülle im Kontakt mit den Gneisgraniten. Das schönste Beispiel für diesen Vorgang hat Becke im Zillertaler Hochgebirge entdeckt. Hier spitzt sich aus dem Pfitschtale zwischen dem Zillertaler Gneiskern im S und dem Tuxer Gneiskern im N ein Zug von hochkristallinischen Schiefern — vorwiegend Granatglimmerschiefern und Amphibolitgarbenschiefern — ein, die sich einem

durchaus gleichartigen Gesteinszuge am Südabhange der Ötztaler Masse an die Seite stellen lassen. STACHE[1]) hat zuerst den Verlauf dieses Zuges, dem die berühmten Mineralvorkommen des Schwarzenstein- oder Zemmgrundes angehören, festgestellt. Die Schichtstellung dieses Zuges, den BECKE als Greiner Scholle[2]) bezeichnet, ist durchwegs eine sehr steile. Der Zug verschmälert sich allmählich gegen Osten. Zwischen dem Schrammacher (3410 *m*) und Roten Beil (2946 *m*) beträgt seine Breite noch über 6 *km*. Im Zemmgrund umfaßt er das Gebirgsstück zwischen dem Kleinen Greiner (2941 *m*) und dem Schönbichlerhorn (3132 *m*) mit einer Breite von 3 *km*, auf dem östlichen Talgehänge nur noch den Kleinen Mörchner (3194 *m*). Im Talschlusse der Floite endlich keilt er in der Weise aus, daß der ganze Rest des Schieferzuges sich in einzelne Schollen auflöst, die ringsum von Granitgneis eingeschlossen sind, als hätte eine förmliche Aufschmelzung des Schiefers durch den Granitgneis stattgefunden.

Nach der Intrusion des Zentralgneises sind sowohl die Kernmassen der Hohen Tauern als ihre Schieferhülle intensiven dynamischen Einflüssen ausgesetzt gewesen. Bei aller Ähnlichkeit mit dem Protoginkern des Montblanc, zu dessen Verständnis die neueren Untersuchungen DUPARCS und seiner Mitarbeiter so wesentlich beigetragen haben, scheinen doch zwischen dem letzteren und den Intrusivmassen der Tauern maßgebende Unterschiede in der Richtung zu bestehen, daß die Kernmassen der Hohen Tauern manche Eigentümlichkeiten aufweisen, deren Entstehung nicht auf mechanisch wirksame Vorgänge allein zurückgeführt werden kann, sondern auch die Annahme chemisch wirksamer Vorgänge (wahrscheinlich unter einer stärkeren Belastung mit Sedimenten) notwendig macht.

Auch unter den Anhängern jener Lehre, die in dem Zentralgneis der Tauern ein intrusives Eruptivgestein erblickt, tritt die überwiegende Mehrzahl für ein hohes Alter jener Intrusion ein. BECKE[3]) folgerte aus der diskordanten Auflagerung des Hochstegenkalkes auf dem Granitgneis des Tuxer Massivs ein im Verhältnis zur Granitintrusion jüngeres Alter des ersteren. Ich selbst bin auf Grund der Abwesenheit jedweder Kontaktmetamorphose in den Hochstegenkalken und Brenner Schiefern zu derselben Anschauung gelangt.[4])

Die Tektonik des Westflügels der Hohen Tauern ist durch die Arbeiten von TELLER, LÖWL und BECKE in ihren wesentlichen Zügen klargestellt worden. Die Zentralmasse der Hohen Tauern endet gegen W in zwei spitzen Zungen, dem Tuxer Gneiskern im N und dem Zillertaler Gneiskern im S.

[1]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 260.

[2]) Nach dem Großen Greiner (3203 *m*), dem imposantesten, mit dunkelgefärbten, schroffen Wänden aus steilen Hängegletschern aufstarrenden Berge dieses Zuges.

[3]) F. BECKE. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1897, II/III, S. 10.

[4]) C. DIENER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 394. Ein besonderes Augenmerk wäre auf die Untersuchung der Verrucano-Conglomerate des Pustertales zu richten. Der Nachweis von Zentralgneisgeröllen im Verrucano wäre ein entscheidendes Argument zu Gunsten eines vorpermischen Alters der Intrusion.

Zwischen beiden liegt als ein isoklinales N-fallendes Faltensystem die dreieckige Phyllitzone des Pfitschtales. Sie wird, wie TELLER[1]) gezeigt hat, von dem Tuxer Gneiskern nach S überschoben. Auch das Westende des Zillertaler Gneiskerns ist in gleichem Sinne asymmetrisch. Die von dem granitischen Kern mantelartig nach außen abfallenden Flaser- und Knotengneise richten sich steil auf und legen sich zuletzt mit 60—70° N-Fallen auf die Phyllite des Mühlwalder Tales. Auch innerhalb der letzteren hält die Überkippung noch auf eine Entfernung von 4—5 *km* vom Südrande des Massivs an, ehe sich allmählich wieder normale Lagerungsverhältnisse einstellen und eine breite, in der Nähe von Taufers durch eine Einschaltung von Granitgneis ausgezeichnete Antiklinale in dem Phyllitgebiete des Mühlwalder Tales hervortritt. Südwärts gerichtete Überschiebungen sind endlich noch in der Nähe des Eisacktales in den nordwärts fallenden Faltenresten triadischer Diploporenkalke angedeutet, die eine Fortsetzung der Triasfalte des Penser Joches darstellen. Nahe dem Rande der Brixener Granitmasse geht auch die Schichtstellung in den Phylliten nach ROTHPLETZ (l. c. p. 162) in einen südwärts überkippten Sattel über.

Im Gebiete des unteren Ahrentales schaltet sich zwischen die Tonglimmerschiefer des Pustertales und die Mühlwalder Phyllitregion eine fächerförmig gebaute Zone von hochkristallinischen Gesteinen ein, deren Kern die mächtige Antholzer Granitgneismasse (Masse von Brunneck der älteren Geologen) bildet. STACHE[2]) hat zuerst auf die nahe Übereinstimmung der Antholzer Granitgneise mit den Zentralgneisen des Zillertaler Massivs hingewiesen. BECKE sieht in denselben Äquivalente der alten Intrusivgesteine am Ausgange des Zieltales (Tschigatspitze) bei Meran. An den Tonglimmerschiefern des Pustertales stößt die Antholzer Masse mit scharfem Bruch ab, dagegen ist sie nach TELLERS[3]) und LÖWLS Mitteilungen über den Phyllit der Mühlwalder Antiklinale nordwärts überschoben. Sie erstreckt sich nach Osten quer über den Unterlauf des Antholzer und Gsieser Tales bis in das Villgrattener Gebirge. In dem Ostflügel der Masse fand BECKE (l. c. 1895, p. 47) die Schiefergneise massenhaft von intrusiven Pegmatitlagern durchschwärmt.

In der östlichen Fortsetzung der Mühlwalder Antiklinale unterhalb Taufers tritt aus den Phylliten der Tonalitkern der Rieserferner zu Tage. Er baut die orographisch gut individualisierte Berggruppe zwischen dem Reintal und oberen Antholzertal auf, die in der formschönen Pyramide des Hochgall (3443 *m*) kulminiert. Aus den Untersuchungen von LÖWL[4]) und BECKE[5]) geht hervor, daß der Tonalitkern der Rieserferner dem „Peria-

[1]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 241—243.

[2]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 251.

[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 342—346.

[4]) F. LÖWL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 445—452; Petermanns Geogr. Mitt. 1893, S. 78 u. 112.

[5]) F. BECKE. Tschermaks Min. Mitt., XIII, S. 379—430, 433—464.

driatischen Randbogen“ von jüngeren Intrusivmassen angehört, deren syngenetischerVerband auf ein posttriadisches Alter der Tonalitintrusionen vom Adamello bis zum Bacher Gebirge hinweist.[1])

Ein kleiner, von der Hauptmasse unabhängiger Intrusivkern ist am Zinsnock den Schiefern konkordant eingelagert. Er besteht in seinem tieferen Teile aus Pegmatit, in seinem höheren aus Quarzglimmerdiorit.

Die Tonalitmasse der Rieserferner reicht nach Osten nicht über den Kleinitzbach im oberen Defereggentale hinaus, aber die domförmige Aufwölbung des Gebirges hält noch auf eine weite Erstreckung in WO-Richtung an. Das Defereggental ist in den Scheitel der Antiklinale eingeschnitten und daher in tektonischem Sinne als die unmittelbare Fortsetzung der Mühlwalder und Rieserferner Antiklinale anzusehen.[2])

Auch die den Tonalit der Rieserferner begleitenden porphyritischen Eruptivgesteine gelangen auf der Südseite des Tauern-Hauptkammes noch an einigen Stellen zu einer allerdings nur sehr untergeordneten Entwicklung. Gänge von Tonalitporphyrit wurden von Teller und Becke bei Huben im Iseltale, am Graakofel und Polinik in der Kreuzeck-Gruppe von Canaval und Berwerth nachgewiesen.

Im Norden des großen Domes der Rieserferner Tonalitmasse wölbt sich im Zuge des Mostock (3062 *m*) eine zweite Antiklinale von kristallinischen Gesteinen auf, die zumeist einen glimmerschieferartigen, selbst phyllitischen Habitus an sich tragen. Diese Antiklinale ist, wie Löwl, Teller und Becke gezeigt haben, nordwärts überkippt. Die Glimmerschiefer derselben liegen mit steilem S-Fallen auf den Kalkphylliten, in die das Ahrental bei Steinhaus eingeschnitten ist. Schon aus den älteren Profilen von Niedzwiedzki[3]) geht die isoklinale Schichtstellung aller Glieder der kristallinischen Serie zu beiden Seiten der Längenfurche des Prettau hervor. Auf der Nordseite des Ahrentales treten unter den Kalkphylliten steil nach S einschießende Glimmerschiefer zu Tage; in ihrem Liegenden folgen schieferige und knotigschieferige Gneise, welche die eigentliche große Granitgneismasse der Zillertaler Alpen unmittelbar überlagern.[4]) Zwischen den Schiefern und den Gneisen hat Becke (l. c. 1896, p. 18) mehrmals einen Wechsel bei scheinbar konkordanter Lagerung konstatiert.

In den von Löwl und Becke untersuchten Profilen aus dem Ahrental nach Mairhofen sind die beiden im Pfitschtale noch durch einen dreieckigen, synklinalen Lappen phyllitischer Gesteine getrennten Granitgneismassen des Zillertaler und des Tuxer Kerns zu einem einheitlichen Massiv verschweißt. Der Zillertaler und Tuxer Gneiskern sind ihrer Struktur und Zusammensetzung nach ziemlich verschieden. Der Zillertaler Gneiskern ist

[1]) Kontakterscheinungen sind insbesondere in den Glimmerschiefern des Staller Sattels deutlich ausgebildet.

[2]) F. Löwl, „Über Talbildung“, Prag 1884, S. 7.

[3]) J. Niedzwiedzki, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXII, 1872, S. 241—252.

[4]) F. Löwl, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 451.

durch sehr steile Schichtstellung ausgezeichnet.[1]) Seinen Nordrand bildet ein porphyrartiger Granitgneis, der gegen den Tuxer Gneis an einem scharfen Längsbruch abschneidet. Der Tuxer Kern bildet — von dem durch steile Schichtstellung und Überkippung nach S charakterisierten Westende abgesehen — ein regelmäßiges Gewölbe mit flacher Lagerung der Gneisbänke im Zentrum.

Die östliche Fortsetzung des Zillertaler Gneismassivs ist jenes des Großvenediger. Es besteht nach Löwls[2]) Untersuchungen selbst wieder

Fig. 12. Kuchelmoos-Alpe im Zillergrund.
Nach einer Photographie von C. Diener.

aus mehreren gesondert intrudierten Kernen. Die Struktur des ungegliederten zentralen Gneisgranitrumpfes nähert sich mehr als jene in dem westlichen Flügel der Hohen Tauern einem symmetrischen Aufbau des Gewölbekerns, wie ihn die älteren Profile von Peters[3]) und Stur[4]) darstellen. Doch zeigt

[1]) F. Löwl. „Aus dem Zillertaler Hochgebirge“, Gera 1878, S. 188. In diesem Buche — einem der besten, das die touristische Literatur über die Ostalpen aufweist — findet man im Gegensatze zu der irrtümlichen Meinung Lipolds die senkrechte Stellung der Gneisbänke entlang der Achse des Zillertaler Hauptkammes zuerst klar hervorgehoben.

[2]) F. Löwl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIV, 1894, S. 515—532.

[3]) K. Peters. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 766—808.

[4]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 818—852.

die von Löwl beschriebene Verzahnung von Gneis und Schiefer an dem Ostende des Massivs, daß auch hier von einem wirklich symmetrischen Bau des Gebirges keine Rede sein kann. Die Ostgrenze des Massivs gegen die Schieferhülle verläuft in ein- und ausspringenden Winkeln. Die Schieferzwickel, zwischen denen dasselbe im Gebiete des Obersulzbach-, Untersulzbach-, Habach- und Hollersbachtales auskeilt, markieren den Verlauf von Brüchen und Faltungen, durch die sie in das Zentralmassiv eingeklemmt wurden.

An das Venediger-Massiv schließt sich im O ein kleiner selbständiger Intrusivkern an, der in der Literatur als Granatspitzkern[1]) bezeichnet wird. Sein Kerngestein, ein stark geschieferter, zweiglimmeriger Granit, bildet im Gegensatze zu den Kernmassen der westlichen Tauern eine sehr regelmäßige Kuppel, deren flache Wölbung mit dem wilden Faltenwurf der kristallinischen Schiefer im Süden scharf kontrastiert. Von besonderem Interesse wird der Granatspitzkern dadurch, daß er durch die Denudation aus seiner Schieferhülle bereits so weit herauspräpariert erscheint, daß an einer Stelle — im Tabergraben unter dem Frögkopf — unter dem Granit ein Stück der Schieferhülle in söhliger Lagerung zum Vorschein kommt. Löwl hält den flach gelagerten Schiefer, der an dieser Stelle den Granit unterteuft, für den Boden des Intrusivkerns und weist auf die Ähnlichkeit des Profils mit solchen aus den Laccolithen der Henry Mountains hin.[2])

Der Granatspitzkern taucht in der Umrandung des Riffel- und Ödenwinkel-Keeses unter die Schieferhülle hinab, deren Gesteine den stolzen Bergkranz rings um die Pasterze, den größten Gletscher der österreichischen Alpen, aufbauen. Die bedeutenderen Erhebungen der Glockner-Gruppe gehören ausschließlich der Schieferhülle an.[3]) Dem reichen Wechsel der Gesteinselemente entsprechend ist die Mannigfaltigkeit der Bergformen eine ungleich größere als in der Venediger-Gruppe, deren überfirnte Spitzen ausnahmslos in der Region des Zentralgneises liegen. Der Großglockner (3798 *m*) selbst besteht aus einer Linse von Grünstein in Chloritschiefern. Der Festigkeit des Grünsteins ist es zuzuschreiben, daß der Glocknergipfel die unansehnlichen Schieferberge seiner Umgebung so gewaltig überragt. Ihr verdankt er jenen edlen Schwung der Linien, von dem der große Alpenkenner John Ball sagt, daß er an graziöser Eleganz nirgends in den Alpen übertroffen werde. Glimmerschiefer und Gneisphyllite setzen den vergletscherten Hauptkamm vom Eiskögele (3439 *m*) über den Johannisberg (3467 *m*) bis zur Hohen Riffel (3346 *m*) und die firntragenden Gipfel des Kaprun-Stubacher Scheidekammes zusammen. In der ganzen östlichen Hälfte

[1]) F. Löwl, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLV, 1895, S. 615—640.

[2]) Obwohl ich glaube, daß Löwls Auffassung den Vorzug verdient, weil eine Einfaltung des Schieferzwickels im Taberer-Graben mit der sonst so regelmäßigen Kuppelform des Intrusivkerns schlecht übereinstimmt, sollte doch die Möglichkeit einer Deutung der Verhältnisse in anderm Sinne noch nicht gänzlich außeracht gelassen werden.

[3]) F. Löwl, Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1898, Bd. XXIX, S. 27—54.

der Glockner-Gruppe hingegen sind Gesteine der Kalkphyllitgruppe das formgebende Element. Sie verwittern oberhalb der Baumgrenze in steil geböschte, durch die mürbe Beschaffenheit ihres Materials auffallende Schieferhänge, sogenannte „Bratschen“. Aus solchen Bratschenhängen erhebt sich der schlanke Firngrat des Großen Wiesbachhorns (3570 *m*).

Das Hauptstreichen des Gebirges ist im Tuxer und Zillertaler Gneismassiv nach NO gerichtet. Es lenkt im Venediger-Massiv allmählich in ein westöstliches um. In der Glockner-Gruppe beginnt es sich gegen SO zu wenden. Auch die beiden größeren Zentralmassen der östlichen Tauern, das Rauriser- und das Hochalm-Massiv, stehen unter dem Einflusse dieses SO

Fig. 13. Das Große Wiesbachhorn (3570 m) von der Pfandlscharte aus.
Nach einer Photographie von C. Diener.

gerichteten Streichens, das sich in dem Verlaufe der Längenfurche des untern Mölltales von Obervellach bis Sachsenburg ausspricht.

Die älteren Aufnahmen im Gebiete dieser Zentralmassen durch Lipold und Stur haben durch die Untersuchungen von Berwerth[1] einschneidende Korrekturen erfahren. Für die Kenntnis der Osthälfte des Hochalm-Massivs haben die neueren Arbeiten von G. Geyer[2] Bedeutung erlangt.

Die in die Schieferhülle fingerförmig eingreifenden Zentralgneiskeile der Rametten- und Gamskarlmasse werden von Berwerth zusammen mit

[1]) Vorläufige Mitteilungen im Anzeiger d. kais. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., 1896, S. 16; 1897, S. 8; 1898, S. 13.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892. S. 319—327.

den beiden größeren, domförmigen Granitgneiskuppeln des Rauriser (Sonnblick) und Hochalm-Massivs als Intrusionen aufgefaßt, die gleichzeitig in verschiedene Niveaux der Schieferhülle eingedrungen sind. Doch habe ich bei meinen Begehungen der Umgebung von Mallnitz mehr den Eindruck gewonnen, daß die Grenzen der erwähnten Gneiskeile gegen die sie trennenden Schieferlappen durch tektonische Störungen, insbesondere durch nordwärts gerichtete Überschiebungen bedingt seien.[1]) Auch Brüche scheinen in den östlichen Tauern eine nicht unwichtige Rolle zu spielen. So dürfte das Mallnitzer Tal von Mallnitz bis Obervellach mit einer Grabenversenkung in Chloritschiefern zusammenfallen.

Die Schieferhülle zerfällt in zwei Abteilungen, eine tiefere Zone der Silikatschiefer und eine höhere der Kalkphyllite. Die hochkristallinischen Silikatschiefer des Südflügels der vier Zentralmassive der östlichen Tauern fehlen auf der Nordseite vollständig. Vom Nordrand der Gamskarlmasse bis zum Ausgang des Gasteiner Tales setzen Kalkglimmerschiefer in sehr mächtiger Entwicklung mit gleichmäßigem N Fallen das Gebirge zusammen. Die Grenze zwischen den flach liegenden Kalkphylliten des Nordflügels und der Gamskarlmasse wird von Berwerth als ein Senkungsbruch gedeutet, durch den die tiefere Abteilung der Schieferhülle, die Zone der Silikatschiefer, zu Tage zu treten verhindert wird. Die heilkräftigen Thermen von Gastein sind in ihrem Auftreten an diese Grenze der Schieferhülle gegen den Zentralgneis gebunden.[2])

Die Schieferhülle des **Hochalm-Massivs** weist insofern eine Verschiedenheit von jener der drei übrigen Zentralmassen des Rauris-Mallnitzer Gebietes auf, als über den Zentralgneisen zunächst streifige Hornblendegneise und sodann als tiefstes Glied der Schieferhülle dunkle Amphibolite auflagern. Dieses Massiv bildet eine sehr regelmäßige flache Kuppel mit SO streichender Hauptachse. Im Zentrum desselben steht die Hochalmspitze (3355 *m*), die höchste Erhebung der Zentralalpen im Osten der Glockner-Gruppe, während der Ankogel (3253 *m*), nach dem die älteren Geologen das Massiv zu benennen pflegten, der geschieferten Randzone angehört.

An den Zentralgneis der östlichen Tauern sind jene goldführenden „Gangstreichen" geknüpft, aus denen schon zur Römerzeit sagenhafte Mengen dieses Edelmetalls gewonnen worden sein sollen und deren Produktion im XV. und in der ersten Hälfte des XVI. Jahrhunderts eine hohe Bedeutung erreichte. Der ganze östliche Flügel des Tauernhauptkammes ist ein uraltes, einst berühmtes, heute freilich fast verfallenes Bergbaugebiet. Es gibt eine umfangreiche Literatur über die alten Goldbergbaue

[1]) Auch Pošepny (Archiv f. praktische Geologie, I, 1880, S. 1—254) nimmt zur Erklärung der Struktur des Rauriser und Gasteiner Gebirges nordwärts gerichtete Überfaltungen in Anspruch. Vergl. insbesondere die auf Taf. I gegebenen Profile des Hohenaar und Herzog Ernst.

[2]) C. v. Gümbel. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. München, math.-phys. Kl. 1889, XIX, S. 341—408.

des Heiligenbluter, Rauriser und Gasteiner Gebietes. Sie verdankt vorwiegend den Versuchen einer Wiederbelebung des alpinen Goldbergbaues, für die noch immer kleinere oder größere Kapitalien gewagt werden, ihre Entstehung. Als die wichtigsten Arbeiten auf dem Gebiete dieser montangeologischen Literatur sind jene von REISSACHER,[1]) ROCHATA,[2]) POŠEPNY[3]) und HOFER[4]) zu nennen.

Das Gold findet sich auf vorwiegend NO oder NNO streichenden Gängen, die POŠEPNY als Blätter oder Sprünge, entstanden durch Verschiebungen im Gesteinsmedium, deutet. Einzelne Gruppen dieser Blätter lassen sich auf eine Distanz von mehreren Kilometern und in vertikaler Richtung auf 1100—1400 *m* verfolgen. In der Siglitz-Erzwieser Dislokationszone tritt das Spaltensystem aus dem Zentralgneis auch in die Kalkphyllite über. Die zahlreichsten Bündel von goldführenden Gangstreichen sind durch den Bergbau am Rathausberg bei Gastein, auf dem Rauriser Goldberg und an der Goldzeche im Fleißtal aufgeschlossen worden. Das sämtliche Gold der Gangmasse ist in gediegenem Zustande vorhanden, ein Teil desselben jedoch derart von anderen Verbindungen umhüllt, daß es die feinste Zerteilung respektive Verpochung braucht, um frei zu werden.[5]) Nach der Meinung von BECK stellt das Goldvorkommen der Tauern einen Übergang von der pyritischen Goldquarzformation zu der kiesigen Bleiformation dar.

Das rasche Aufblühen und der plötzliche Verfall der Bergbauindustrie in diesen unwirtlichen Regionen nahe der Schneegrenze (Fundgrube an der Goldzeche 2925 *m*) sind gleich merkwürdige Erscheinungen. Die bedeutende Blüte des Bergbaues am Beginn des XVI. Jahrhunderts führt POŠEPNY nicht so sehr auf den reichen Anbruch edler Mittel als auf Verbesserungen in der Aufbereitungsmanipulation zurück, die zu einem plötzlichen Aufschwunge der Produktion verhalfen. Zu dem ebenso rapiden Niedergange inmitten der Achtzigerjahre des XVI. Jahrhunderts haben mehrere Faktoren beigetragen. Den wesentlichsten Faktor bildeten die Protestantenverfolgungen der Salzburger Erzbischöfe. Die durch die Reformationsedikte bedrohten Grubenbesitzer erhoben in ihren Bergwerken einen forcierten Raubbau zum System ohne für den Aufschluß neuer Mittel zu sorgen. Eine andere Ursache, die zur schließlichen Verarmung sämtlicher Gewerke führte, lag in den

[1]) K. REISSACHER. „Die goldführenden Gangstreichen der Salzburgischen Zentralalpenkette“, HAIDINGERS Nat. Abh., II, 1848, 2. Abt., S. 17—42.

[2]) C. ROCHATA. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXVIII, 1878, S. 213—368.

[3]) F. POŠEPNY. „Die Goldbergbaue der Hohen Tauern“, Archiv f. praktische Geologie, Bd. I, 1880, S. 1—257.

[4]) H. HÖFER. „Die Edelmetallproduktion Kärntens“, ibid., S. 490—520.

[5]) Einigermaßen verschieden von dem Goldvorkommen im Zentralgneis der östlichen Tauern ist jenes in den Phylliten des Heinzenberges bei Zell am Ziller. Das Gold tritt hier nicht auf Blättern, sondern in Lagern auf, allerdings konzentriert in sogen. Adelszonen oder Adelsvorschuben auf gewissen die Lager übersetzenden Sprüngen. Die starke Imprägnation mit Erzen im Nebengestein der Blätter hat hier nach BECK (Lehre von den Erzlagerstätten, S. 322) zur Ausbildung lagerartiger Gebilde geführt.

drückenden Abgaben, insbesondere in dem Servitut, das erzeugte Edelmetall an die landesfürstliche Kammer um einen von dieser selbst bestimmten Einlösungspreis abzuliefern. Am Rauriser Goldberg endlich wurde man durch das Anwachsen des Gletschers aus den tiefsten, hoffnungsvollsten Horizonten hinausgedrängt.

Die späteren, insbesondere in der neuesten Zeit energisch aufgenommenen Bemühungen, den Bergbau in der Rauris und bei Gastein wieder in Flor zu bringen, haben bis heute noch zu keinem befriedigenden Ergebnisse geführt.

Der Zentralgneis-Entwicklung entlang dem Hauptkamme der Hohen Tauern steht im Süden eine Region der Gneisphyllit- und Glimmerschiefer-Entwicklung gegenüber. Dieser Region gehören das Deferegger Gebirge, die Schober-Gruppe (Großer Roter Knopf 3296 *m*) und die Kreuzeck-Gruppe an. Nur die Schober-Gruppe ragt über die Schneegrenze empor, aber auch sie birgt in ihren reich gegliederten Talschlüssen nirgends landschaftliche Schaustücke ersten Ranges, wie man solchen in der Glockner- oder Venediger-Gruppe begegnet.

Die Verschiedenheit der Gesteinsentwicklung im Hauptkamme der Hohen Tauern und in deren südlichen Vorlagen war schon den Pionieren der alpinen Geologie bekannt. Über die Beziehungen des Glimmerschiefers jener südlichen Zone zur Schieferhülle des Zentralgneises bestanden allerdings lange Zeit hindurch Meinungsdifferenzen, die erst innerhalb des letzten Jahrzehnts eine Klärung erfahren haben. Stur hat im großen ganzen gegenüber Niedzwiedzki[1]) mit der Ansicht Recht behalten, daß die Glimmerschiefer der südlichen Vorlage der Hohen Tauern älter seien als die Hauptmasse der Schieferhülle. Die Versuche, eine mit der von Gastaldi für die piemontesischen Alpen entworfenen Gliederung der archaischen Bildungen übereinstimmende Schichtfolge der kristallinischen Gesteine in den Hohen Tauern zu konstruieren,[2]) sind als mißlungen zu betrachten.

Analoga zu der breit entwickelten Antholzer Gneisgranitmasse fehlen weiter im Osten in der südlichen Vorlage des Tauern-Hauptzuges. Auch die tonalitischen Intrusivgesteine vom Typus der Rieserferner-Tonalite und -Porphyrite gelangen hier nur noch zu einer sehr untergeordneten Entwicklung.[3]) Auffallend ist auch die Seltenheit der Gesteine pegmatitischer Natur, die weiter im Westen eine so große Rolle spielen.[4])

Die tektonischen Verhältnisse des Westflügels der südlichen Vorlage

---

[1]) J. Niedzwiedzki. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1872. S. 241—252.

[2]) Vergl. E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 360; 1872, S. 46.

[3]) F. Becke. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. 1899, II, S. 5—10. Ein Lagergang oder dünner Kern von Tonalit ist von Löwl (Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1897, S. 51) im Gneissattel des Rotenkogels im Iseltal beobachtet worden. Er setzt in die Schober-Gruppe fort, doch ist nicht bekannt, ob er in dieser zu größerer Mächtigkeit anschwillt.

[4]) F. Berwerth. Ibid. 1895, S. 46.

des Tauern-Hauptzuges sind aus dem auf Taf. III nach Löwl[1]) zusammengestellten Profile von Sillian im Pustertal bis Mittersill im Pinzgau ersichtlich. Das Gebirge ist in eine Reihe enger Falten zusammengestaut. Streckenweise erreichen die Störungen ein solches Maß, daß in den saiger stehenden Schichten der Gneisphyllite und Glimmerschiefer überhaupt keine Aufeinanderfolge von Sätteln und Mulden mehr zu erkennen ist. Der Zug des Pfannhorns (2662 *m*) im südlichsten Abschnitt unsers Profils weist sogar typische Fächerstruktur auf. Flötzen gleich stecken, auf der Südseite gegen S, auf der Nordseite gegen N überfaltet, „hier im Phyllit und dort im Glimmerschiefer die beiden dünnen Kalkkeile, die von Teller[2]) aufgefunden und als eingeklemmte und überschobene Streifen obertriadischer Sedimente erkannt wurden". Die Überschiebung der Kalkphyllite des Ahrentales durch den Glimmerschieferzug des Mostock findet in diesem Profil ihr Gegenstück in der gleichfalls nordwärts gerichteten Überschiebung der Matreier Schichten (Trias?) des Iseltales durch die Glimmerschiefer des Rotkogel.

Diese große streichende Störungslinie, die den Tauerngraben an Länge übertrifft — man könnte sie als Matreier Überschiebung bezeichnen — ist von Löwl über die Talbecken von Windisch-Matrei und Kals dem Nordrande der Schober-Gruppe entlang bis über das Bergertörl nach Osten verfolgt worden.

Über die Tektonik der Schober-Gruppe liegen Veröffentlichungen nicht vor. Auch die Kreuzeck-Gruppe ist wie das Defeteregger-Gebirge durch steile Aufrichtung der Schichten ausgezeichnet. Stur schreibt der Gruppe Fächerstruktur zu. Gegen das Mölltal herrscht steiles S-Fallen, gegen das Drautal ebenso steiles N-Fallen der kristallinischen Schiefergesteine, die über die kleinen Triasvorkommen im Norden der Drau bei Dellach und Oberdrauburg überschoben sind. Nach der Meinung von Canaval,[3]) der die Umgebung von Greifenburg genauer untersuchte, ist der Bau des Gebirges noch erheblich verwickelter als Stur annahm. Die Gesteine der Kreuzeck-Gruppe sind kürzlich von Berwerth[4]) einem detaillierten Studium unterzogen worden.

Löwl hat den tektonischen Gegensatz, der zwischen dem Gebiete der Zentralgneis-Entwicklung des Hauptzuges der Hohen Tauern einerseits und deren südlicher Vorlage anderseits streckenweise besteht, der Beachtung empfohlen. In der Tat kann nicht bestritten werden, daß ein solcher Gegensatz in manchen Profilen deutlich zum Ausdruck kommt. In dem Profil von Sillian nach Mittersill beispielsweise springt der Unterschied zwischen dem intensiven Faltenwurf des Gebirges zwischen dem Drau- und Iseltale und der regelmäßigen Schichtkuppel des Tauern-Hauptkammes mit dem Intrusivkern der Granatspitz-Gruppe in die Augen. Eine ähnliche Verschiedenheit in der Struktur würde bei einem Vergleiche des Fächers der Kreuzeck-Gruppe

[1]) F. Löwl, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 634.
[2]) F. Teller, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 193—200.
[3]) R. Canaval, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLV, 1895, S. 103—124.
[4]) F. Berwerth, Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., 1895, S. 45.

mit dem Dom des Hochalm-Massivs sich ergeben. Gleichwohl ist dieser Unterschied in der Struktur, wie Löwl selbst mit Recht hervorhob, nicht durchgreifender Art. In dem ganzen Westflügel der Hohen Tauern ist das Zentralgneis-Massiv ebenso steil aufgerichtet und intensiv gefaltet wie dessen südliche Vorlage. Auch in den Zentralmassen zwischen der Rauris, Gastein und dem Mölltale würden Detailaufnahmen aller Wahrscheinlichkeit nach zu der Kenntnis von Schichtstörungen und Überschiebungen führen, die an Intensität jenen in der Kreuzeck-Gruppe nicht viel nachgeben dürften.

Die Zentralgneis-Entwicklung erreicht im Hochalm-Massiv ihr östliches Ende. Die Ausbildung der kristallinischen Schichtreihe in der ganzen östlichen Hälfte der Zentralzone vom Quellgebiete der Mur bis zum Pannonischen Tieflande ist wesentlich verschieden von jener im Hauptkamme der Hohen Tauern und schließt sich vielmehr der Entwicklung in der dem Hauptkamme der Hohen Tauern im Süden gegen das Drautal vorgelagerten Zone (Kreuzeck-Gruppe, Schober-Gruppe) an. Hornblendegneise und Zweiglimmergneise, überlagert von einem mächtigen Komplex von Granatglimmerschiefern, bilden das Grundgerüst der steirischen Zentralmassen. Granitische Intrusivmassen, die man den Zentralgneisen der Hohen Tauern vergleichen könnte, sind östlich vom Hochalm-Massiv nur in sehr beschränkter Ausdehnung vorhanden.[1]) Scharf ausgesprochen sind die Beziehungen der Zentralgneisentwicklung zur Höhenentfaltung des Gebirges. Mit dem Verschwinden der gewaltigen Kuppeln von Zentralgneis tritt auch die Massenentfaltung des Hochgebirges zurück. Als das wahre Ostkap des überfirnten Tauernhauptkammes ragt die Hochalpenspitze (3355 *m*) mehr als 500 *m* über alle Gipfel des östlich anschließenden Teiles der Zentralalpen empor. Von einer Gletscherbildung sind in dem letzteren kaum noch Spuren (Waldhorn) erkennbar. So sehr erniedrigt sich in der östlichen Hälfte der Zentralalpen die Gipfelhöhe, daß sie von jener der in dem gleichen Meridian gelegenen Erhebungen der Nördlichen Kalkzone übertroffen, der Südlichen Kalkzone zum mindesten erreicht wird.

Die Grenze zwischen der Zentralgneis-Entwicklung der Hohen Tauern und der Hornblendegneis-Glimmerschiefer-Entwicklung der steirischen Zentralmassen fällt, wie Geyer[2]) gezeigt hat, mit einer der auffallendsten Transversalstörungen in den Ostalpen zusammen. Diese Störung verläuft aus dem Maltatale über St. Peter im Liesertale, den Katschberg, St. Michael im Lungau und Mauterndorf gegen die Radstädter Tauern. Entlang dieser meridional verlaufenden Störung sind vom Maltatal bis in den Lungau die Granatglimmerschiefer, die den Mantel der kleinen Gneismasse der undschuhtäler bilden, über die Kalkphyllite auf dem Ostabhange des Hochalm-Massivs geschoben. Beide Schichtgruppen fallen gleichmäßig nach

[1]) In diesem Sinne werden die Gneisgranite des Bösenstein von Dölter und Weinschenk gedeutet.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 319—327; 1893, S. 49—60.

SO, aber ihre Grenze ist keine normale Auflagerungsgrenze, sondern eine Überschiebung. Im Radstädter Tauerngebiete entspricht diese Störung der Überschiebung der kristallinischen Schiefer des Gurpetschek über die Diploporenkalke der Trias. Auch schneidet sie die Hauptmasse der Triasbildungen dieser Region gegen O ab.

Das Streichen der Hauptachse des Hochalm-Massivs ist nach SO gerichtet. Das Massiv zeigt einen ausgezeichnet periklinalen Kuppelbau mit allseitigem Abfall der aus hellen Gneisen und Graniten bestehenden zentralen Intrusivmasse. Auf dem Zentralkern liegen, allseitig gegen außen abfallend, die dunklen, scharf geschichteten Hornblendegneise und die Kalkphyllite der Schieferhülle. Die letzteren werden entlang der oben erwähnten NS gerichteten Störung abgeschnitten und überschoben von Granatglimmerschiefern, aus denen im Gebiete der Bundschuhtäler eine kleine Gneismasse von halbmondförmigem Umriß emportaucht. Diese aus Zweiglimmergneisen aufgebaute Zentralmasse streicht in Kärnten meridional und liegt hier überkippt auf den Granatglimmerschiefern des Liesertales, vollführt im Murtale eine Drehung gegen O und läuft endlich mit flachem N-Fallen östlich von Tamsweg aus.

Dem Mantel von Glimmerschiefern und jüngeren Phylliten dieser Gneismasse ist auf der Südostseite die Carbonscholle der Stangalpe (Stangnock 2309 *m*) aufgelagert. Die verschiedenen Gliedern der kristallinischen Schichtreihe diskordant aufgelagerte Serie beginnt mit fossilleeren Kalken. Über diesen folgen zwei Schieferhorizonte, getrennt durch eine mächtige Masse von Conglomeraten, denen dunkle Schiefer mit Anthracitflötzen eingeschaltet sind. Die Lagerung ist eine flach muldenförmige. Sowohl die Anthracitflötze als die Brauneisensteinlinsen in den Kalksteinen werden bergmännisch abgebaut. Die Flora der Carbonschiefer ist nach den Untersuchungen von Stur jene der Ottweiler Schichten.

Wie das Hochalm-Massiv von W und die Zentralmasse der Bundschuhtäler von S, so ragt eine dritte, die Schladminger Gneismasse, von N in den Lungau herein. Das Streichen der Gneise ist nach Vaceks Mitteilungen[2] nicht parallel der Längserstreckung der Masse, sondern NW—SO gerichtet. Die Tektonik der Schieferhülle erachtet Vacek für weniger von dem innern Bau der Gneiskerne als vielmehr von deren altem Relief beeinflußt. Vaceks Anschauungen werden als mit den landläufigen Lehrmeinungen im Widerspruche stehend vielfach bekämpft, doch könnte eine Widerlegung derselben nur auf Grund von Detailaufnahmen eines großen

[1] D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 194. Die Lagerungsverhältnisse sind von V. Pichler, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, IX, S. 185, D. Stur, Geologie der Steiermark, S. 147 und F. v. Kerner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 324 beschrieben worden. Die diskordante Auflagerung der Carbonscholle auf dem kristallinischen Grundgebirge kannte schon Peters (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VI, 1856, S. 524).

[2] M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 382—396.

Teiles der Zentralzone, nicht aber durch die Begehung einzelner Profile mit Erfolg versucht werden. Auch scheint mir für manche Abteilungen der kristallinischen Schichtreihe VACEKS Grundansicht, mag sie auch in ihrer Verallgemeinerung übertrieben sein, richtig, z. B. in Bezug auf die jüngere Gruppe der Quarzphyllite, von denen auch GEYER[1]) angibt, daß sie im Gebiete von Murau und Neumarkt selbständig über verschiedenen Gliedern des Grundgebirges lagern.

Die nach VACEK selbst wieder reich gegliederte Gneisserie ist im Schladminger Massiv in eine große Antiklinale gelegt. Zwischen die Schladminger Masse und das Hochalm-Massiv greift von W aus dem Hintergrunde des Kleinarltales die dem kristallinischen Grundgebirge diskordant aufgelagerte Triasscholle der Radstädter Tauern. Sie umfaßt den Zug der Kalk- und Dolomitberge vom Draugstein (2357 *m*) bis zur Lungauer Kalkspitze (2468 *m*) mit Weißeck (2709 *m*) und Mosermandl (2679 *m*) als Kulminationspunkten und die südlich vorgelagerte Gruppe des Hochfeind (2610 *m*). Der hohe landschaftliche Reiz der Umgebung des Radstädter Tauern (1738 *m*) beruht auf dem Eingreifen der Kalkformation in das Urgebirge und aus der sich daraus ergebenden Mannigfaltigkeit der Szenerien.

STUR[2]) und PETERS[3]) haben zuerst über Verbreitung und Lagerung der „Radstädter Tauerngebilde“ ausführlichere Mitteilungen gegeben. Eine Spezialaufnahme des Gebietes wurde in den Jahren 1882 und 1883 von M. VACEK[4]) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Aufnahme sind, sowohl in Bezug auf die Schichtfolge als den Gebirgsbau der Radstädter Triasscholle, später von C. v. GÜMBEL[5]) und F. FRECH[6]) bestritten worden, ohne daß durch diese Kontroverse eine wesentliche Förderung unserer positiven Kenntnisse erzielt worden wäre.

Die triadische Schichtreihe in den Radstädter Tauern zerfällt, von ganz untergeordneten und noch nicht sicher gedeuteten basalen Elementen abgesehen, in zwei Glieder, die tieferen Diploporenkalke und die höhere Pyritschiefer-Gruppe.[7]) Die Diploporenkalke gelten auf Grund der Bestimmung der Gyroporellen durch GÜMBEL als ein Äquivalent des Wettersteinkalkes. Die in den untersten Bänken der Pyritschiefer-Gruppe auftretende, indifferente Bivalvenfauna wird von STUR, VACEK und FRECH in den Horizont der

[1]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 352—362.

[2]) D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 818 ff.

[3]) K. PETERS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 808—818.

[4]) M. VACEK. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXIV, 1884, S. 609—684 u. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 310—316.

[5]) C. v. GÜMBEL. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. München 1889, Bd. XIX, S. 381; dagegen M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 131.

[6]) F. FRECH. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin, XLVI, 1896, S. 1255—1276; dagegen M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 55—77 u. 1901, S. 191—213. FRECHS Hauptarbeit „Geologie der Radstädter Tauern“ in KOKENS Geol. u. pal. Abh. N. F. Bd. V, Heft 1. Dagegen VACEK in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 361—397.

[7]) Das Altersverhältnis der beiden Triasglieder wurde zuerst von VACEK gegenüber STUR richtiggestellt.

Carditaschichten, von S. v. WOHRMANN[1]) wohl mit Recht in die rhätische Stufe gestellt. Eine sichere Horizontierung gestatten erst die im Hangenden der Pyritschiefer auftretenden Pentacrinuskalke und Kalkschiefer, deren mittel- oder oberjurassisches Alter durch den Fund von canaliculaten Belemniten festgestellt wurde.[2]) Die Kalke dieses letzteren Schichtgliedes erinnern durch ihre kristallinische Beschaffenheit, den Reichtum an Glimmer und das gebänderte Aussehen auffallend an Gesteine der älteren Kalkphyllitgruppe, während die triadischen Diploporenkalke fast ausnahmslos ihre normale Beschaffenheit beibehalten haben. Das Alter der Hauptmasse der Radstädter Tauernkalke als ein Äquivalent des Wettersteinkalkes kann noch durchaus nicht als gesichert angesehen werden. Auch für eine Zuweisung in das Niveau des Hauptdolomits sprechen gewichtige Gründe. Nur die Diploporenkalke des Mandlingpasses, die mit dem Ramsaudolomit an der Basis des Dachsteins in direktem Zusammenhange stehen, dürfen mit Bestimmtheit in das Niveau des Wettersteinkalkes gestellt werden.

Daß eine Transgression der Triasbildungen über dem kristallinischen Grundgebirge mit Diskordanz vorliegt, wird man VACEK zugeben müssen. Unmöglich scheint es jedoch, die Grundzüge des heutigen Gebirgsbaues der Radstädter Tauern aus einer diskordanten Auflagerung und Einlagerung der Trias in prätriadischen Talfurchen ohne Intervention jüngerer tektonischer Störungen — Falten und Brüche — zu erklären. Brüche spielen insbesondere in der Umgrenzung der großen, muldenförmig gelagerten Hauptmasse der Radstädter Trias eine keinesfalls zu unterschätzende Rolle.

Es ist bereits erwähnt worden, daß die Schladminger Gneismasse eine Antiklinale bildet, deren Scheitellinie sich allmählich gegen OSO senkt. Im Hintergrunde der Sölktäler taucht das Gneisgewölbe unter Granatglimmerschiefern unter, die in den Wölzer Alpen das kammbildende Element darstellen und durch ihre sanft gerundeten Bergformen von den schroffen Felsgipfeln der Schladminger Tauern auffallend abstechen. Die Glimmerschiefer vollführen im Meridian des Hochwarth (2360 *m*), wie STUR[3]) und GEYER[4]) gezeigt haben, eine Schwenkung gegen SO und streichen in dieser Richtung diagonal über das Murtal, so daß auf dessen rechtem Ufer die Seetaler Alpen ihre tektonische Fortsetzung bilden. Es schwenkt auf diese Weise die tektonische Axe der Tauernkette vor der Gneismasse des Bösenstein vom Hohenwarth nach SO ab.

Die für die Oroplastik der obersteirischen Zentralalpen so maßgebenden Tiefenlinien des oberen Murtales und der demselben parallelen Furche im N des Tamsweg-Seckauer Höhenzuges entsprechen keineswegs tektonischen

[1]) S. v. WÖHRMANN. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 711.

[2]) C. DIENER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897. S. 252.

[3]) D. STUR. Geologie der Steiermark, S. 34.

[4]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 268—271. In der Gliederung der Schichtfolge dieses Abschnittes der Zentralzone bestehen zwischen GEYER und DÖLTER (Mitt. d. Naturf. Ver. f. Steiermark 1896, S. 117—149) keine wesentlichen Differenzen.

Längstälern. Unter den fiederförmig angeordneten Quellflüssen der Mur im Lungau fließen die drei südwestlichsten parallel dem Streichen der Kalkphyllite des Hochalm-Massivs, die hier das Liegende der Radstädter Triastransgression bilden. Von St. Michael bis Tamsweg folgt die Mur dem Streichen der Gneismasse der Bundschuhtäler, die halbmondförmig aus einer meridionalen in eine WO-Richtung umschwenkt. Unterhalb des Knies von Tamsweg stimmt der WO gerichtete Flußlauf nicht mehr mit dem Gebirgsstreichen überein. Die nördlichen Seitenbäche der Mur nehmen, wie Rolle gezeigt hat, ihren Lauf durch ein eigentümliches System von Tälern. Sie folgen im allgemeinen der NW—SO-Richtung, biegen aber in einer gewissen Breite durchwegs auf eine längere Strecke nach O ab, so daß aus der Vereinigung der einzelnen WO streichenden, nur durch flache Bodenschwellen getrennten Talelemente eine dem Murtal parallele Depression entsteht, die in ihrer Gesamtheit das typische Bild eines großen alpinen Längentales darbietet. Und doch sind weder diese Depressionen noch die Furche des Murtales Längentäler im tektonischen Sinne. Als solche müssen vielmehr die jene beiden Tiefenfurchen verbindenden, spitzwinkelig in die Mur einmündenden Seitentäler der letzteren gelten, mit denen eine Reihe von kärntnerischen Tälern korrespondiert, deren oberstes Talgebiet ebenfalls in SO-Richtung gegen das Klagenfurter Becken sich absenkt. Der in der Tektonik dieses Teiles der Zentralzone begründete Grundzug in der Anlage von Höhen- und Tiefenlinien gelangt in der Entwicklung einer Reihe auffallend tiefer und breiter Einsattlungen zum Ausdruck, die die Wasserscheide der Norischen Alpen im Gegensatze zu der durch ihr geschlossenes Relief charakterisierten Kammlinie der Niederen Tauern in Einzelgruppen mit annähernd meridional gestellten Hauptkämmen zerlegen.[1])

Dem SO-Streichen des Glimmerschieferkomplexes folgt auch die von jüngeren Phyllitgesteinen erfüllte Mulde von Neumarkt-Murau.[2]) Die vielfach gefalteten halbkristallinischen Gesteine dieser Mulde bilden ein Rechteck, dessen große Axe von Seebach bis Neumarkt 40 *km* mißt, und setzen zwischen der Kuhalpe und dem Zirbitzkogel ein reich gegliedertes Bergland mit der Grebenze (1896 *m*) als Kulminationspunkt zusammen. Das tiefere Glied der Schichtfolge in der Phyllitmulde von Murau und Neumarkt bilden Kalkphyllite; das höhere Quarzphyllite und Grünschiefer (Noricite Ippens), die selbständig über die Kalkphyllite hinaus auf das Grundgebirge übergreifen. Rolles und Toulas[3]) Funde von Crinoidenstielgliedern in den Kalken des Singereck und der Grebenze verweisen die ganze jüngere Schichtserie der Neumarkt-Murauer-Mulde in das Paläozoicum. Geyer[4]) vergleicht die beiden Stufen dieser Phyllitserie direkt mit den

[1]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 108—120.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 199—205; 1891, S. 352—362.

[3]) F. Rolle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, V, S. 322. — F. Toula. N. Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 169—173.

[4]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 406—415.

Schöckelkalken und Semriacher Schiefern der Grazer Bucht und betrachtet sie als Äquivalente des Silur.

Der SO streichende Komplex der Glimmerschiefer der Niederen Tauern findet auf dem rechten Ufer des Murtales seine Fortsetzung in jener Region, welche die Lavanttaler Alpen mit der Saualpe (2081 *m*) und Koralpe (2141 *m*) umfaßt und von Stur als Steirische Masse bezeichnet wurde. Diese Masse besteht jedoch, wie Vacek[1]) und Dölter[2]) übereinstimmend gezeigt haben, entgegen der irrigen Meinung älterer Beobachter, nicht aus Gneis, sondern aus Granatglimmerschiefer. Dem letzteren eingelagerte Züge von kristallinischen Kalken sind lokal durch das Auftreten linsenförmiger Lager von Limonit und Spateisenstein ausgezeichnet. Auf dem Hüttenberger Erzberg wird auf die durch ihren hohen Mangangehalt bemerkenswerten Eisensteinlager bereits seit mehr als 2000 Jahren ein schwunghafter Bergbau betrieben.[3])

An der südlichen Abdachung des Glimmerschiefergebietes der Steirischen Masse sind Denudationsrelikte von jüngeren Sedimenten erhalten, denen man im Innern der Zentralzone nicht mehr begegnet. Am vollständigsten ist die transgressiv aufgelagerte jüngere Schichtserie im untern Gurktale, wo Trias, Kreide und Eocän in mariner Ausbildung bekannt sind. Hier bildet zwischen dem Glimmerschiefermantel der Bundschuhmasse und den Glimmerschieferzügen der Saualpe der mesozoische Komplex des Krappfeldes eine SW—NO streichende Mulde, in deren südöstlichem Flügel triadische Ablagerungen insbesondere in der Umgebung von Eberstein eine weite Verbreitung besitzen.[4]) Darüber folgt zunächst die Kreideformation. Sie besteht aus Hippuritenkalken, überlagert von flyschartigen Inoceramenmergeln und setzt die Gehänge zu beiden Seiten des Görtschitztales in der Umgebung von Guttaring und Althofen zusammen. Die Facies ist jene der Gosaubildungen mit Annäherung an die Kreideentwicklung im Karstgebiete. Durch Fossilfunde erscheint eine Vertretung des Obersenon festgestellt.[5]) Die Kreideschichten liegen diskordant teils auf der Trias, teils auf dem kristallinischen Grundgebirge und sind selbst noch steil aufgerichtet und von intensiven Störungen betroffen worden.[6])

---

[1]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 9—20.

[2]) C. Dölter. Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1895, S. 241.

[3]) Münnichsdorfer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VI, 1855, S. 619—643; dazu Bemerkungen von V. Lipold, ibid., S. 643—650. Ferner: F. Seeland. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVI, 1876, S. 49—113. — A. Brunlechner. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1893, S. 301—306.

[4]) A. Bittner. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXIX, 1889, S. 483—488) hat die Schichtfolge der in nordalpiner Entwicklung vertretenen Triassedimente festgestellt.

[5]) K. Redlich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLIX, 1899, S. 663—678.

[6]) Die erste ausführliche Beschreibung der Kreide- und Eocänablagerungen des Krappfeldes bei Lipold, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VI, 1855, S. 187. Der erste Nachweis des Eocäns bei F. v. Hauer, Haidingers Mitt., Bd. I, S. 132.

Als jüngstes Schichtglied liegt im Krappfelde teils auf der Kreide, teils auf ältere Schichten übergreifend marines Eocän, dessen Fauna Beziehungen zu jener von Ronca im vicentinischen Tertiärgebiete und zu den Sables inférieures des Pariser Beckens aufweist.[1] Es zeigt sich gleichfalls noch von Faltungen betroffen und in mehrere Mulden und Sättel gelegt.

Die zweite Stelle, wo am Nordrande des Beckens von Klagenfurt jüngere Sedimente auf dem kristallinischen Grundgebirge in größerer Verbreitung auftreten, befindet sich in der Umgebung von St. Paul im unteren Lavanttale. Der isolierte Kalkzug, an dessen Nordabhang St. Paul liegt, besteht nach HÖFERS[2] Untersuchungen aus Trias in derselben Entwicklung wie bei Eberstein und von einer Gesamtmächtigkeit bis zu 1800 *m*. Aus den tertiären Conglomeraten der Niederung ragen zahlreiche Denudationsrelikte von Gosaukreide auf, andere liegen diskordant auf den Triasschichten.

Die muldenförmig gebaute Triasscholle von St. Paul wird im W und O von NNW streichenden Dislokationen abgeschnitten. Die östliche Dislokation (Lavanttaler Verwerfung) hat HOFER bis gegen den Obdacher Sattel hin verfolgt. Auf ihr liegt der Preblaner Säuerling und die miocänen Braunkohlenflötze von Andersdorf und Wolfsberg zeigen sich dieser Linie entlang von Störungen betroffen. Ihre Verlängerung gegen S trifft mit dem östlichen Randbruche der Karawanken zusammen. Auch der Ostrand der Triasscholle von Eberstein entspricht nach HOFER einer NS verlaufenden Bruchlinie. Von solchen Querbrüchen erweist sich die Konfiguration der diagonal auf das Schichtstreichen gerichteten, meridional streichenden Kämme der Saualpe und der Koralpe abhängig.

An den Gehängen des Lavanttales finden sich tertiäre Tone bis zu einer Höhe von 860 *m*, deren Fossilien auf die aquitanische Stufe hinweisen. Bei Mühldorf im untern Lavanttale greifen marine Miocänschichten mit der Fauna des Grunder Horizonts in das Innere der Zentralzone ein. Jüngere Meeresablagerungen fehlen. Über den eine flache Antiklinale bildenden Mühldorfer Schichten folgen unmittelbar Sande und Conglomerate mit *Mastodon angustidens*.[3]

Das **Becken von Klagenfurt**, das zwischen Villach und Unter-Drauburg den Zusammenhang zwischen den Zentralalpen und der nördlichen mesozoischen Zone des Drauzuges unterbricht, dürfte wohl als ein inneralpines Senkungsfeld aufzufassen sein. Am Nordabhange der Karawanken sind die südlichen Randbrüche dieses Senkungsfeldes von TELLER nachgewiesen worden. Das Becken, das außer zwei größeren (Ossiacher und Wörther See) eine Anzahl kleiner Seen enthält, ist zum überwiegenden Teile von känozoischen Ablagerungen erfüllt, aus denen nur in der Umgebung

---

[1] K. PENECKE, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., XC, 1884, I. Abt., S. 327 u. F. TOULA, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 48—50.

[2] H. HÖFER, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. CIII, 1894, S. 467.

[3] H. HOFER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, Bd. XLII, S. 311—324; K. PENECKE, Jahrb. d. naturhist. Landesmuseums in Klagenfurt, Bd. XVIII, 1886.

des Wörther Sees und bei Bleiburg das Grundgebirge in ausgedehnteren Hügelgruppen emporragt. Die Phyllite und Bänderkalke dieses Gebietes sind den Gesteinen der Murauer Phyllitmulde sehr ähnlich. Eine bedeutende Verbreitung besitzen lignitführende lakustre Ablagerungen der jüngeren Tertiärformation, die sich in einem zusammenhängenden Zuge von Windischgraz über Horn, Stein, Keutschach, Rossegg und Arnoldstein bis Hermagor im Gailtale erstrecken.[1])

Der Bau der großen, durch die sanft gewölbten Formen ihrer Bergzüge charakterisierten Glimmerschiefermasse zwischen dem Becken von Klagenfurt und dem Kainachtale am SW-Rande der Grazer Bucht scheint nach den Untersuchungen Dölters[2]) und seiner Mitarbeiter Ippen und Bauer ein sehr einfacher zu sein. Die ältesten Gesteine, gneisähnliche Glimmerschiefer, liegen im Sauerbrunn-Graben fast horizontal. Auf sie legen sich im N und S Glimmerschiefer, die gegen das Kainachtal flach NNO, gegen das Drautal ebenfalls unter geringen Neigungswinkeln nach S einfallen. Störungen, wie sie z. B. auf dem Gipfel der Koralpe (2141 *m*) durch steiles W-Fallen der Schichten angedeutet werden, sind nur von lokaler Bedeutung.

Einen der Drau entlang gegen Marburg nach O vorspringenden antiklinalen Sporn der Glimmerschiefer-Masse der Norischen Alpen bildet der Zug des Bosruck, an dessen Südabhang eine von jüngeren Miocänbildungen lakustren Ursprungs erfüllte Senke in WNW—OSO-Richtung verläuft. Diese Senke trennt den Bosruck von der kristallinischen Region des Bacher, der ein von der Koralpe unabhängiges Massiv darstellt.

Die südöstlichste unter den Zentralmassen der kristallinischen Zone ist das Bacher Gebirge[3]) im S der Drau zwischen Unter-Drauburg und Marburg. Es ist eine domförmig aufgewölbte Masse kristallinischer Schiefergesteine mit einem Intrusionskern von Granit. Die scheinbar den Gewölbekern des östlichen Bacher bildenden Gneisgranite haben sich als laccolithische Intrusionsmassen erwiesen. In den Marmorbrüchen bei Windisch-Feistritz hat Teller[4]) gangförmige Apophysen, „wahre Modelle für gangförmige Intrusionen dieser Art“, beobachtet. Die porphyrisch ausgebildeten Eruptivgesteine des Bacher-Hauptkammes (Quarzglimmerporphyrite Tellers) durchsetzen in Gängen oder breiten, stockförmigen Massen die gesamte kristallinische Schichtenreihe des Bacher Gebirges. Über einen Zusammenhang zwischen dem Gneisgranit des östlichen Bacher und den porphyrischen Gesteinen des Bacher Hauptkammes, die den Typus der mindestens ober-

---

[1]) F. Seeland, „Über die Neogenform in Kärnten“ aus „Geologisches Bild von Kärnten“, Carinthia, Nr. 5—8, Klagenfurt 1887.

[2]) C. Dölter, Mitt. d. Naturf. Ver. f. Steiermark, 1895, S. 241. Vergl. auch die ältere Darstellung von F. Rolle, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VII, 1856, S. 219 u. VIII, 1857, S. 266.

[3]) Die ältere diesen Gebirgsabschnitt betreffende Literatur bei Stur „Geologie der Steiermark“, S. 64 ff. u. Teller, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 169—183.

[4]) F. Teller, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 241.

jurassischen Tonalitporphyrite von Prävali tragen, bestehen zwischen TELLER und DREGER einerseits, DÖLTER und dessen Mitarbeitern anderseits Meinungsverschiedenheiten.[1] Doch haben dieselben erheblich an Bedeutung verloren, seit der intrusive Charakter der Gneisgranite des östlichen Bacher nunmehr auch von seiten der zuerst genannten Beobachter anerkannt wird.

Die tektonischen Verhältnisse sind erheblich komplizierter als die älteren Untersuchungen vermuten ließen. Namentlich die kristallinische Gesteinszone am Südrande des Gebirges wird von tief eingreifenden Längsstörungen durchsetzt. Die ältere Anschauung, daß die Schiefer ein Gneisgewölbe regelmäßig ummanteln, hat durch die neueren Untersuchungen von TELLER und DÖLTER keine Stütze erhalten. Den westlichen Rand des Bacher bildet ein in dinarischer Richtung SO streichender Diagonalbruch, mit dem das kristallinische Gebirge teils gegen die oligocänen Sotzkaschichten des Senkungsfeldes von Windischgraz, teils gegen die aus dem letzteren aufragende Triasscholle von Oberdollitsch abschneidet. Von den mesozoischen Falten des Drauzuges wird das Bacher-Massiv durch eine der Einsenkung St. Florian—Weitenstein—Gonobitz folgende Zone oligocäner Binnenablagerungen (Sotzkaschichten) geschieden. Gosauschichten liegen teils dem Bacherrande selbst auf, teils treten sie klippenartig aus dem steil gestellten und gefalteten Oligocän hervor.

Der Granit bildet ein dicht bewaldetes, in einzelnen Kuppen bis über 1500 *m* aufragendes, stellenweise mit Hochmooren bedecktes Plateau, während die Schiefer sanft gerundete Kammlinien hervorbringen. Die Abhänge sind gegen N steiler als gegen S. Insbesondere der südöstliche Teil des Bacher Gebirges dacht sehr sanft gegen die Ebene von Feistritz ab.

Den mesozoischen Falten des Drauzuges gegenüber stellt sich das Bacher-Massiv als ein älterer Gebirgswall dar, von dessen Konturen sich die für die Struktur des Drauzuges maßgebenden Bruchlinien in ihrem Verlaufe als ebenso abhängig erweisen, wie die Stauungsbrüche der Nördlichen Kalkalpen von dem südlichen Rande der Böhmischen Masse.

An den Bogen der Tauern, dessen wahre tektonische Fortsetzung, wie STUR und GEYER gezeigt haben, die Glimmerschiefer-Masse der Norischen Alpen mit SO gerichtetem Streichen darstellt, schließt sich im NO ein zweiter Bogen von Gneismassen, dessen Konvexität gegen S gekehrt ist. Er mag im Gegensatze zu dem Tauernbogen fernerhin mit VACEK als Nordsteirischer Gneisbogen bezeichnet werden.

Was wir über den Bau der Zentralmassen des Nordsteirischen Gneisbogens wissen, beruht fast ausschließlich auf den Detailaufnahmen von VACEK. In diesen Zentralmassen reichen die Aufschlüsse an keiner Stelle mehr bis auf die Basis der oberen Hornblendegneise herab. Das vorherrschende

[1] Vergl. insbesondere C. DÖLTER, Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1892, S. 307; 1893, S. 153; 1894, S. 247. J. DREGER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 247 u. F. TELLER, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte, Blatt Praßberg, 1898 und Blatt Pragerhof—Wind.-Feistritz, 1899.

Gestein der Gneisserie sind porphyrisch oder flaserig ausgebildete Zweiglimmergneise, über denen schieferige Gneise folgen. Über den letzteren tritt in der Mürztaler Masse eine mächtige Schichtgruppe von allerdings räumlich beschränkter Verbreitung (Radmer, Eisenerz, Tragöß, Veitsch, Prein) auf, die VACEK auf Grund der petrographischen Untersuchung durch H. v. FOULLON[1]) als „Blasseneck Gneis" noch zur Gneisserie rechnet, in der jedoch BECKE später ein klastisches Sediment erkannt hat.

Aus den Gesteinen der Gneisserie bestehen die einzelnen Zentralmassen, jene des Bösenstein mit der Kleinalpe und Stubalpe, des Mürztales, des Wechsel- und des Rosaliengebirges, die heute nur noch inselartige Fragmente des einst zusammenhängenden Bogens darstellen, während die Zwischenräume von Gesteinen der Granatglimmerschiefer- und Quarzphyllit-Gruppe und jüngeren Sedimenten ausgefüllt sind. Manche Tatsachen sprechen dafür, daß VACEKS Aufstellung von großen transgredierenden Formationen in diesen ältesten Schichtsystemen wenigstens zum Teile Geltung hat. Für die Quarzphyllit-Gruppe z. B. scheint mir eine transgredierende Lagerung über gefalteten und abradierten älteren kristallinischen Gesteinen sehr wahrscheinlich. Das vollständige Fehlen der im Tauernbogen und noch im Rottenmanner Gebiete so mächtig entwickelten Granatglimmerschiefer-Gruppe im Gebiete des Mürztales und des Wechsels und die Art des Eingreifens der mit mächtigen Basisconglomeraten (Rannachconglomerat) beginnenden Quarzphyllite in präexistierende Hohlformen des kristallinischen Grundgebirges lassen kaum eine andere Erklärung zu.

VACEKS Aufnahmen haben ferner gelehrt, daß eine einheitliche Grauwackenzone im Sinne der älteren Geologen an der Grenze der Zentralzone gegen die Nördliche Kalkzone nicht existiert, daß von den Zentralalpen zu den Kalkalpen vielmehr ein mosaikartiges Ineinandergreifen disparater Schichtgruppen stattfindet. Unter diesen disparaten, über weite Strecken durch eine auffallende Gleichförmigkeit des petrographischen Charakters gekennzeichneten Schichtgruppen sind neben altkristallinischen Gesteinen auch silurische, devonische, carbonische, permische und triadische Elemente vertreten. Eine weite Verbreitung kommt insbesondere den carbonischen Bildungen zu, die sich in einem schmalen, nahezu ununterbrochenen Zuge aus dem Ennstale bei Steinach-Irdning bis Gloggnitz über eine Entfernung von 150 *km* erstrecken und aus einem Wechsel von graphitischen Chloritoidschiefern mit Conglomeraten, Sandsteinen und halbkristallinischen Kalken bestehen.

Der nordsteirische Gneisbogen beginnt mit der Masse des **Bösenstein** (2449 *m*) oder der Rottenmanner Tauern.[2]) Das vorherrschende Gestein bilden grobflasrige Zweiglimmergneise, die der Richtung des Hauptkammes entsprechend zwischen Rottenmann und St. Michael NW—SO, parallel dem Glimmerschieferzuge der Niederen Tauern, streichen. Sie sind zu einem schiefen Gewölbe gestaut, das gegen NO steil einfällt, gegen SW sanft

[1]) H. v. FOULLON. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 88. 111.

[2]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 390, 1886, S. 71—83.

abdacht. Aus der Region der Granatglimmerschiefer, die den weiten Raum zwischen der Schladminger Masse und jener der Rottenmanner Tauern ausfüllen, erhebt sich der Komplex der jüngeren Gneise, wie GEYER[1]) gezeigt hat, zuerst in dem Höhenrücken nördlich von der Murebene bei Zeltweg und Knittelfeld und im Kamme des Größenberges (2184 *m*) südlich von Weißkirchen. In den Seckauer Alpen treten bereits Hornblendegneise als ein tieferes Glied der Gneisserie hervor. In einer Furche der Hornblendegneise liegt die große Serpentinmasse von Kraubat, der Rest einer Intrusivmasse oder eines Lavastromes, der ein altes, in der Richtung der Neogenmulde von Seckau sich absenkendes Tal ausfüllte.[2]) In der Stubalpe lenkt das bisher SO gerichtete Streichen der Gneismasse in eine WO-Richtung und im Kleinalpenzuge zwischen Leoben und Bruck in eine NO-Richtung ein. Als Fortsetzung des Kleinalpenzuges erscheinen die Hornblendegneise jenseits des Murdurchbruches bei Bruck auf der südlichen Abdachung des Rennfeldes (1630 *m*) und in den Fischbacher Alpen bis zum Teufelstein.

Der ganze nordsteirische Gneiszug macht auf der Strecke Rottenmann—Bruck eine Bogenwendung von 90° durch. Allenthalben ist das Fallen der Schichten gegen die Innenseite des Bogens, nach N gerichtet. Es ist das Verdienst von VACEK,[3]) diese für die Struktur des nordöstlichen Abschnittes der Zentralzone maßgebende Tatsache zuerst erkannt und gewürdigt zu haben. Auch auf die Beziehungen dieses Bogens zu den Konturen des gegenüberstehenden Südrandes der Böhmischen Masse hat dieser Beobachter mit Recht hingewiesen.

Auf der nördlichen, innern Seite des Gneisbogens liegen mosaikartig durcheinander gewürfelt die verschiedenen kristallinischen und paläozoischen Schichtgruppen im Hangenden der Hornblendegneis-Stufe. Grobflaserige Gneise bilden einen Teil des Kammes der Eisenerzer Alpen im N der Palten-Liesing-Furche und der Mürztaler Gneismasse.[4]) Auf den Gneisen liegen diskordant Quarzphyllite, dann obersilurische Tonschiefer, die dem Niveau von Dienten (Horizont der *Cardiola interrupta*) gleichstehen. Die obersilurischen Tonschiefer bilden das normale Liegende der großen Kalkmassen der Eisenerzer Alpen, des Reiting (2215 *m*), Wildfeld (2046 *m*) und Vordernberger Reichenstein (2166 *m*), die VACEK ebenfalls noch für obersilurisch hält und als Äquivalente des Schöcklkalkes im Paläozoicum der Grazer Bucht betrachtet. Jünger sind die Saubergkalke bei Eisenerz, die nach VACEK außer Zusammenhang mit den Silurkalken diskordant auf einem korrodierten Untergrunde von Blasseneck-Gneis liegen und einen Teil der Spateisensteinlager des Erzberges enthalten. In zwei Niveaux

---

[1]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 199.

[2]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 83. Über die Chromiterze, die an die Olivingesteine von Kraubat gebunden sind, vergl. BECK „Lehre von den Erzlagerstätten". Berlin 1901, S. 33.

[3]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 9—20.

[4]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 455.

der Saubergkalke hat man bei Eisenerz Fossilien gefunden, in einem tieferen Reste von *Bronteus palifer* Barr., in einem höheren solche von *Bronteus cognatus* Barr. und *Chaetetes bohemicus* Barr.[1]) Diese spärlichen Funde weisen auf eine Vertretung der Etagen *F* und *G* des böhmischen Paläozoicums hin.[2]) Man darf daher die Saubergkalke in den Eisenerzer Alpen wohl als Unter-Devon ansprechen.[3]) In den Quarzphylliten an der Basis der obersilurischen Schiefer und Kalke liegen die Kupfererzlagerstätten von Kallwang.[4]) Die silurischen Kalke lassen sich auch in der Region der Mürztaler Masse in Denudationsrelikten bis in die Gegend von Neuberg verfolgen.

Eine selbständige Verbreitung kommt nach Vacek dem nächst jüngeren Gliede der paläozoischen Schichtreihe, dem Carbon zu, das in den Eisenerzer Alpen teils durch pflanzenführende Chloritoidschiefer, teils durch Kalke vertreten wird. Aus den ersteren stammt die von Stur[5]) in das Niveau der Schatzlarer Schichten (Mittleres Obercarbon) gestellte Flora der Graphitschiefer des Preßnitzgrabens auf der Wurmalpe bei St. Michael, aus den letzteren liegen die von A. Hoffmann[6]) bei St. Michael gesammelten Reste von Crinoiden und Brachiopoden vor. In der Regel bilden die Graphitschiefer[7]) die basalen Partien der Carbonformation am Nordrande der Zentralzone. Nach Vaceks Darstellung liegt das Carbon ganz unabhängig von den älteren Schichtgliedern diskordant auf dem in der Regel viel steiler gestellten Grundgebirge, in das es buchtartig eingreift. Die Überlagerung der Schichtköpfe des Triebenstein-Kalkes durch die Carbonschiefer des Tauernbaches am Nordgehänge des Bösenstein-Massivs bezeichnet Vacek[8]) geradezu als einen der klarsten Fälle von Diskordanz.

Die carbonischen Schiefer und Kalke des Veitschgrabens, die von Magnesiten überlagert werden, haben marine Fossilien geliefert, zu deren Entdeckung der Abbau des großen Magnesitlagers auf dem Sattlerkogel Veranlassung gab. M Koch[9]) hat diese schlecht erhaltenen Reste zuerst beschrieben und aus denselben den Schluß auf ein untercarbonisches Alter der Schiefer gezogen. Dieser Meinung ist F. Frech[10]) beigetreten, während

---

[1]) W. Haidinger. Jahrb. d. geolog Reichsanstalt 1866, XVI, S. 58 d. Verh.

[2]) G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 216 u. 1884, S. 25 u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, XXIV, S. 166.

[3]) Aus den Spateisensteinen selbst führt Stur (Geologie der Steiermark, S. 94). *Cyrtina cf. heteroclyta* v. Buch an.

[4]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt (1895, S. 296, gegen R. Canaval, Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1894, S. 3—121. Erwiderung von R. Canaval ibid. 1896, S. 149.

[5]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, 33. Bd., S. 189—207. Kritik des Profils bei Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 297.

[6]) A. Hoffmann. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 237.

[7]) Mächtige Graphitlager befinden sich gegenwärtig bei Kaisersberg im Abbau.

[8]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 233.

[9]) M. Koch. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XLV, 1893, S. 294.

[10]) F. Frech. „Die Karnischen Alpen“, S. 375 u. Lethaea palaeozoica, II. Bd., 2. Lief. (1899) S. 313.

VACEK[1]) die Ansicht festhält, das die Schiefer und Kalke mit den marinen Versteinerungen in das Hangende der pflanzenführenden Carbonschiefer mit der Schatzlarer Flora fallen, folglich obercarbonisch seien. Die Diskussion zwischen FRECH und VACEK hat zu keiner Entscheidung der Frage geführt da die ärmliche Fauna nicht ausreicht, die auf Grund der Beobachtung der Lagerungsverhältnisse ermittelte Altersbestimmung der Schiefer des Veitschgrabens als obercarbonisch zu erschüttern.[2]) Die Magnesite selbst, deren Ausbeutung seit einigen Jahren in großem Maßstabe betrieben wird, sind nach VACEKS Meinung jünger als das Carbon, weil von dem letzteren in stratigraphischer Beziehung unabhängig.[3]) Dagegen hält R. HOERNES[4]) die obersteirischen Magnesite für silurisch.

Ein in seiner stratigraphischen Stellung noch nicht sicher fixiertes Glied der paläozoischen Schichtreihe ist die Eisenerzformation. Entgegen der Meinung älterer Beobachter, die das gesamte Spateisensteinlager von Eisenerz zusammen mit den Saubergkalken in das Silur beziehungsweise Unterdevon stellen,[5]) vertritt VACEK die Ansicht, daß die Hauptmasse der Siderite mit dem Saubergkalk nicht stratigraphisch verbunden, sondern muldenförmigen Depressionen des letzteren unkonform aufgelagert sei. Ein Zug dieser für die Eisenindustrie von Obersteiermark so bedeutungsvollen Formation läßt sich von Eisenerz über Gollrad, Niederalpl, Altenberg, Hirschwang und Grillenberg bis Prigglitz in Niederösterreich verfolgen. Auf eine weite Strecke liegt die Eisenerzformation unmittelbar unter Werfener Schichten; VACEK hält sie daher, allerdings im Widerspruch mit der Mehrzahl der Beobachter, für permisch.[6])

Durch die Umbiegung des nordsteirischen Gneisbogens in der Stub- und Kleinalpe gegen NO entsteht zwischen dem NO streichenden Stücke dieses Bogens und der SO streichenden tektonischen Fortsetzung des Tauern-Hauptzuges die gegen O offene Bucht von Graz, deren paläozoische Ausfüllung eine nahezu rechteckige Fläche einnimmt.[7])

---

[1]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 401.

[2]) Sämtliche Fossilien sind, soweit sie eine einigermaßen sichere Bestimmung zulassen, dem Unter- und Obercarbon gemeinsam.

[3]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 462. Über einen Fund von *Bellerophon* in den Magnesiten des Sunk (Paltental) berichtet STUR in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 141.

[4]) R. HOERNES, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 144. RUMPF, der in den Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1876, S. 91, eine Monographie der obersteirischen Magnesite veröffentlicht hat, faßt die Lagerstöcke der Magnesitspate als Produkte silurischer Thermen auf.

[5]) F. v. HAUER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1872, 22. Bd., S. 27—34.

[6]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 71—83. Jahresber. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 23—32. Dagegen bekämpft R. HOERNES die Möglichkeit der Trennung einer jüngeren Eisenerzformation von den unterdevonischen spateisensteinführenden Kalken von Eisenerz.

[7]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 9—20.

Die große Komplikation der Lagerungsverhältnisse und die Fossilarmut mächtiger Schichtkomplexe haben die Gliederung der paläozoischen Sedimente des Grazer Beckens in hohem Maße erschwert. Auch heute noch sind die Meinungen der Forscher, die sich mit diesem Gegenstande beschäftigt haben, über viele Punkte geteilt. Eine ganz abgesonderte Stellung nimmt unter diesen Forschern VACEK[1]) ein, der auch im Grazer Paläozoicum eine Reihe selbständig auftretender, unter einander unkonform gelagerter Schichtgruppen unterscheiden zu können glaubt. Als Grundlage für die Gliederung des Paläozoicums der Grazer Bucht dürfen wohl auch heute noch die Arbeiten von CLAR[2]) gelten, wenngleich durch die Untersuchungen von HOERNES, FRECH, PENECKE[3]) u. a. in der Parallelisierung der einzelnen Schichtglieder Änderungen notwendig geworden sind.

Das tiefste Schichtglied bilden nach CLAR die sogenannten Grenzphyllite. Über diesen oder direkt über dem Glimmerschiefer liegen die fossilleeren Schöckelkalke, die von den Semriacher Schiefern überlagert werden. VACEK vergleicht CLARS Grenzphyllite und Schöckelkalke mit den obersilurischen Schiefern und Kalken des Reiting und Reichenstein in den Eisenerzen Alpen, bestreitet aber die Existenz eines zweiten Schieferhorizonts im Hangenden der Schöckelkalke und hält die Semriacher Schiefer für gleichwertig mit seiner älteren Quarzphyllit-Gruppe. In der Diskussion, die sich über diese Frage zwischen HOERNES[4]) und VACEK[5]) entsponnen hat, ist der letztere Beobachter bisher isoliert geblieben. Auch PENECKE hält es für sichergestellt, daß über den Schöckelkalken noch Schiefermassen von bedeutender Mächtigkeit folgen, die das Liegende der nächstfolgenden Stufe bilden. Allerdings findet, wie STANDFEST[6]) betonte, mehrfach Wechsellagerung zwischen den Semriacher Schiefern und den wohl dem Schöckelkalk gleichstehenden Peggauer Kalken statt, so daß Schiefer und Kalke wenigstens teilweise als Facies desselben Horizonts aufzufassen sein dürften.[7])

Auch die nächst höhere Stufe — Kalke mit Einlagerungen von Bythotrephis-Schiefern — dürfte noch dem Obersilur angehören. Das Unterdevon beginnt mit einer Dolomit- und Quarzitstufe, deren hangende Abteilung aus Diabasen und Diabastuffen besteht. Eine sichere Parallelisierung gestatten jedoch erst die über den Diabastuffen folgenden fossilreichen Korallenkalke,

[1]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 41—50.

[2]) C. CLAR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 62.

[3]) K. A. PENECKE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 567—616. Hier ein vollständiges Verzeichnis der Literatur.

[4]) R. HOERNES. Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark, 1891, S. 249 u. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 144.

[5]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 32—50.

[6]) F. STANDFEST. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXXI, 1881, S. 457—472.

[7]) Der Versuch, die in dem Gebiete der südtirolischen Dolomitriffe gewonnenen Erfahrungen auf das Grazer Devon zu übertragen und neben den Korallenkalken gleichalterige kalkarme Bildungen zu unterscheiden, ist zuerst von R. HOERNES (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 326) gemacht worden.

in denen verschiedene Horizonte des Mitteldevon vertreten sind.[1]) Das jüngste Schichtglied des Grazer Devon, der Clymenienkalk von Steinberg und Plankenwart, ist bisher nur in sehr beschränkter Verbreitung diskordant auf dem kristallinischen Grundgebirge und noch nicht im normalen Schichtverbande mit den Korallenkalken gefunden worden.[2])

In der oberen Kainach liegt eine ziemlich ausgedehnte Scholle von Gosaubildungen in angeblich muldenförmiger Lagerung transgredierend auf dem devonischen Kalk des Grazer Beckens. „Genaue Daten über Gesteinsbeschaffenheit, Gliederung und Petrefaktenführung der Kainachmulde fehlen bisher nahezu gänzlich“ — schrieb STUR[3]) im Jahre 1871. Dieser Satz kann noch heute mit gleichem Rechte wiederholt werden.

Entlang einer dem Feistritztal beiläufig entsprechenden Linie schneiden die paläozoischen Bildungen der Grazer Bucht im NO an den Gneisen des Wechsel-Massivs ab.

Das Wechsel-Massiv[4]) besteht nicht mehr aus Hornblendegneisen, die im Teufelstein ihr nordöstliches Ende erreichen, sondern aus der jüngeren Gruppe körniger Gneise und Augengneise. Es entspricht einer NNO, später NO streichenden Synklinale, deren NW-Schenkel den Gegenflügel der Mürztaler Gneismasse darstellt. Quarzphyllite schmiegen sich dem Gneiskern mantelartig an und fallen allseitig von diesem ab.

Der Charakter dieses großen Massivs ist ebenso wie im Kleinalpenzuge und in den Fischbacher Alpen jener des mittelalpinen Waldgebirges. Weite Alpenmatten bekleiden die sanft geformten Höhenrücken, dichte Wälder die Gehänge, als das landschaftliche Wahrzeichen der „grünen Steiermark“. Nur dort, wo der Kalk im Bau des Schiefergebirges eine größere Rolle spielt, gewinnt die Szenerie einen pittoresken Anstrich. Diesem Umstande verdankt der Semmering (980 *m*) seine von keinem zweiten überschienten Gebirgspasse in den Ostalpen übertroffenen Reize.

Zwischen die große Masse der Triasbildungen, die den südlichen Schichtenkopf der Nördlichen Kalkzone zusammensetzen und die archaischen Gesteine des Wechsel-Massivs schaltet sich im Gebiete des Semmering eine schmale W—O streichende Zone von sehr mannigfaltiger Zusammensetzung ein. Die begrünten, sanft konturierten Tonschieferhöhen südlich von Payerbach, die Kalkfelsen zu beiden Seiten des Adlitzgrabens, die Rücken aus Quarziten und Kalkschiefern, auf denen die Hotels und Villen des Semmering stehen, die zackige Pyramide des Sonnwendsteines, sie alle ge-

[1]) Den tiefsten Horizont repräsentieren die Korallenkalke des Plawutsch mit *Heliolites Barrandei*, den höchsten jene des Hochlantsch (= Stringocephalenkalk). Vergl. außer PENECKE insbesondere F. FRECH, Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark, 1887, S. 47 u. „Die Karnischen Alpen“, S. 290—294.

[2]) F. v. HAUER, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, IV, 1850, S. 277; STUR „Geologie der Steiermark“, S. 130; E. TIETZE, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 34 u. 1881, S. 34.

[3]) D. STUR, Geologie der Steiermark, S. 501.

[4]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 151—157.

hören dieser Zone an, an deren Aufbau paläozoische und triadische Sedimente sich beteiligen.

Obwohl Tausende von Besuchern alljährlich in diese, gewissermaßen vor den Toren der Reichshauptstadt gelegene Gegend ziehen und es auch an Forschern nicht gefehlt hat, die in wetteifernder Anstrengung zahlreiche Bausteine zu einer Geologie des Semmering zusammenzutragen bemüht waren, so läßt es sich doch nicht in Abrede stellen, daß sowohl über die Altersstellung der einzelnen an dem Bau des Gebietes beteiligten Glieder als selbst über die Grundlinien dieses Baues noch sehr widerstreitende Meinungen bestehen. Insbesondere gehen die Ansichten jener beiden Beobachter, die im Semmeringgebiete geologische Detailaufnahmen durchgeführt haben, Toula[1]) und Vacek[2]) weit auseinander.

Unter die Werfener Schichten an der Basis der großen Triaskalkmassen des Gahns und Feuchter fallen regelmäßig nordwärts graue und grüne sericitische Schiefer mit Einlagerungen schiefriger Grauwacken ein, die den Gebirgkskamm zwischen Payerbach und Klamm zusammensetzen.[3]) In den liegendsten Tonschiefern dieses Komplexes hat Toula[4]) bei Klamm eine Carbonflora der Schatzlarer Schichten entdeckt und durch diesen Fund einen der ersten und wichtigsten Beiträge zur Gliederung der Grauwackenzone geliefert. Der ganze Schieferkomplex schneidet mit einem Längsbruch an den Kalken des Adlitzgrabens ab. Auch das Verdienst in den Kalken des Semmeringgebietes einen fossilführenden Horizont festgestellt zu haben, gebührt F. Toula, der bei Schottwien Kössener Schichten der rhätischen Stufe in nahem Verbande mit Kalkschiefern und Plattenkalken nachwies, die in der Umgebung des Semmering weit verbreitet und ähnlich den rhätischen Schichten in Graubünden durch *Pentacrinus*-Reste charakterisiert sind. Toula betrachtet die ganze Masse der Semmeringkalke als triadisch und rechnet auch die in Verbindung mit diesen Kalken stehenden Quarzite, Quarzitschiefer und Gipse zur Trias. Vacek dagegen sieht in den rhätischen Kalken nur parasitische Lappen, die in keinem näheren Verbande mit der Hauptmasse der Kalke stehen sollen. Vielmehr rechnet Vacek die letzteren zum Silur. Ferner trennt er von den triadischen Quarzitschiefern einen Teil der Quarzite ab, den er zwischen die (silurischen) Semmeringkalke und die (archaische) Quarzphyllit-Gruppe einschiebt. Die im Hangenden der Carbonschiefer von Klamm folgenden grünen Schiefer von Payerbach stellen nach seiner Ansicht das oberste Glied der Quarzphyllit-Gruppe dar, nehmen somit eine noch tiefere Stellung als die Quarzite und Kalke des Semmering ein.

---

[1]) F. Toula. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, L, 1885, S. 121.

[2]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 60—71. Das Urteil, das ich mir in dieser Kontroverse gebildet habe, stützt sich auf eine vierwöchentliche Begehung des Semmeringgebietes im Sommer 1898.

[3]) G. Tschermak. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 62.

[4]) F. Toula. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 334; 1877, S. 195 u. 240; ferner D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 198.

Seither haben sich durch TOULAS[1]) fortgesetzte Untersuchungen die Funde triadischer Fossilien in den Semmeringkalken so sehr vermehrt, daß an dem triadischen Alter des überwiegenden Teiles jener Kalke kaum mehr ein Zweifel bestehen kann. Selbst wenn silurische Kalke im Semmeringgebiete vorhanden sein sollten, so treten dieselben an Bedeutung jedenfalls weit hinter jenen der mesozoischen Serie zurück. In Übereinstimmung mit VACEK glaube ich allerdings, daß die Quarzite kein einheitliches Niveau darstellen, sondern daß es außer triadischen auch ältere Quarzite gibt, denen die Carbonschiefer von Klamm und Breitenstein diskordant aufgelagert sind.[2]) Dagegen muß ich nach zahlreichen Begehungen der Region der Grünschiefer diese für einen zwischen das Carbon und die Werfener Schiefer normal eingeschalteten Schichtkomplex und übereinstimmend mit TOULA für ein viel jüngeres Glied als die archaische Quarzphyllit-Gruppe (im Sinne von VACEK) halten.

Ebenso teile ich durchaus die Meinung TOULAS über die Bedeutung großer Längsbrüche für den Bau des Semmeringgebietes, dessen Lagerungsverhältnisse nur durch tektonische Störungen, insbesondere Verwerfungen, nicht aber durch ein mosaikartiges Ineinandergreifen transgredierender Schichtglieder erklärt werden können. Im übrigen sind wir von einer befriedigenden Entwirrung der verwickelten Struktur dieser in hohem Maße durch Dislokationen zerstückelten Region noch ziemlich weit entfernt.

Spuren einer noch jüngeren Transgression als jene des triadischen Meeres hat F. TOULA[3]) auf dem Goldberg bei Kirchberg entdeckt. Hier liegen inmitten eines eintönigen Phyllit- und Gneisgebietes auf den kristallinischen Gesteinen des Wechsel-Massivs orbitoiden- und nummulitenführende Kalke, deren reiche Fauna auf Ober-Eocän hinweist. Es erinnert dieses Vorkommen an die von GÜMBEL entdeckten Nummulitengesteine bei Radstadt im Ennstale.

Die nordöstliche Fortsetzung des Wechsel-Massivs sinkt im **Rosaliengebirge** unter die 1000 *m* Isohypse herab. Zusammen mit den Krummbacher Bergen bildet das Rosaliengebirge eine wohl umschriebene orographische Einheit, die auf drei Seiten von Tertiärbildungen umrahmt wird und nur auf der vierten durch den Sattel von Mönchkirchen mit dem Stock des Wechsel (1738 *m*) zusammenhängt. Der hypsometrischen Verflachung des Gebirges entspricht keineswegs eine Austönung der SW—NO streichenden Synklinale des Massivs, die sich vielmehr gegen NO hebt, derart, daß in der Rosalia selbst die Hornblendegneisstufe unter den jüngeren Gneisen wieder zu Tage tritt.[4])

Die geschlossene Masse der kristallinischen Schiefergesteine erreicht mit dem Rosaliengebirge und den Krummbacher Bergen ihr östliches Ende. Wohl aber tauchen kristallinische Bildungen noch in der Form von einzelnen Inseln mitten aus dem miocänen Hügellande auf, das die Grenze der beiden

---

[1]) F. TOULA. N. Jahrb. f. Min. 1899. 2. Bd., S. 153—163.

[2]) Dieser Meinung pflichtet auch TOULA in seiner letzten Arbeit bei.

[3]) F. TOULA. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, 29. Bd. S. 123—136.

[4]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 309—317.

Reichshälften der Monarchie bildet, so im Rabnitztal, im Brennerberg bei Ödenburg,[1]) in den Ruszter Bergen, dem Leithagebirge und den Hainburger Bergen.[2]) Daß dieser Zug von kristallinischen Inselkernen den Anschluß der Zentralzone der Ostalpen an die Kleinen Karpaten vermittelt, hat schon Cžjžek[3]) im Jahre 1852 betont. In kleinen isolierten Klippen, die aus den Congerienschichten des Eisenburger Komitates aufragen, haben A. Hoffmann und F. Toula[4]) Versteinerungen des Mittel-Devon nachgewiesen.

Unter den miocänen Meeresbildungen, welche diese kristallinischen Inseln umgeben, spielen die harten Nulliporenbänke des Leithakalkes die für die Oroplastik des Gebirges bedeutsamste Rolle. Die Nulliporenkalksteine, die in den großen Steinbrüchen an den Abhängen des Leithagebirges gebrochen werden, gehören zu den wichtigsten Baumaterialien der Reichshauptstadt. Auch die sarmatische Stufe und die pontischen Congerienschichten sind in der Umrandung der kristallinischen Inseln entwickelt.[5])

In das Innere der ostalpinen Zentralzone greifen miocäne Meeresbildungen nur im Gebiete des Klagenfurter Beckens bis in das untere Lavanttal. Die geschlossene Masse der kristallinischen Zentralzone dagegen ragte bereits als ein mächtiges Gebirge aus dem Miocänmeere auf. Die Verbreitung von miocänen pflanzenführenden Schichten entlang alten Erosionslinien gestattet eine teilweise Rekonstruktion des jungtertiären Talsystems der Zentralalpen. Schon Stur und Rolle haben sich mit dem Studium der miocänen Ausfüllungen solcher Talzüge in Kärnten und Steiermark beschäftigt. Vor kurzem hat K. Östreich[6]) eine Monographie des großen alpinen Längstales der oberen Mur und Mürz zur Tertiärzeit veröffentlicht. Einzelnen der größeren Tertiärbecken dieser Talfurche, wie jenen von Knittelfeld und Seckau, schreibt der genannte Beobachter eine verhältnismäßig junge Entstehung durch vormiocäne Einbrüche zu. Bevor durch diese Einbrüche der Mur ein Weg durch den Tauernbogen und den nordsteirischen Gneisbogen bis in das Tal am Nordrande des letzteren eröffnet wurde, floß dieselbe von Tamsweg, wo die Höhe des Flußlaufes 1300 *m* betragen mochte, gegen den Obdacher Sattel nach S ab.

Die Ausfüllung der Tertiärbecken besteht in der Regel aus Grundconglomeraten, Mergelschiefern, Sanden und Schottern. In den Mergelschiefern liegen die Braunkohlenflötze von Fohnsdorf und Leoben mit einer

[1]) Wolf. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XX. 1870, S. 15—64.
[2]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 367.
[3]) J. Cžjžek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt III, 1852, S. 35—55.
[4]) F. Toula. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 47.
[5]) Vergl. E. Kittl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 293.
[6]) K. Östreich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 165—212. Eines der wesentlichsten Ergebnisse dieser Arbeit ist der Nachweis, „daß der Gerölle aus den Kalkalpen führende Fluß des nordsteirischen Längstales auch in der Tertiärzeit das Gneisgebirge des Rennfeldes nach SO zu durchbrach und wie heute an dieser Umbiegungsstelle die Mürz aufnahm.

untermiocänen Flora.[1]) Aus den Mergelschiefern mit *Congeria triangularis* im Hangenden der Braunkohlenlager von Fohnsdorf sind Reste den *Mastodon angustidens*, eines bezeichnenden Vertreters der älteren miocänen Landfauna im Wiener Becken bekannt geworden.[2]) Durch einen größeren Reichtum an Wirbeltierresten sind die Braunkohlenlager des Göriach im Becken von Turnau ausgezeichnet.[3]) Alle diese lignitführenden Ablagerungen im Innern von Steiermark stehen in ihrem Alter den Braunkohlenbildungen von Eibiswald und Pitten nahe, die gleichfalls die Säugetierfauna des *Mastodon angustidens* enthalten.[4])

Gegen das Pannonische Tiefland dacht die Zentralzone der Ostalpen keineswegs mit langen, allmählich unter die Ebene hinablaufenden Falten ab. Es wird vielmehr, wie E. Suess[5]) gezeigt hat, der Ostrand der Zentralalpen durch zwei bogenförmige Ausschnitte bezeichnet, welche zwei Senkungsgebieten entsprechen. Zwischen beiden Einbrüchen tritt der Gebirgssporn von Güns wie ein Horst hervor.

„Die Umrahmung der ersten Senkung beginnt mit niedrigen Gneiskuppen in der Nähe des südlichen Endes des Neusiedler Sees und verläuft über Kobersdorf und Landsee gegen Güns. Bei Landsee erhebt sich an diesem Rande eine nicht unbedeutende Basaltmasse; auch im Innern der Senkung sieht man Basalt bei Pullendorf.“

Viel ausgedehnter als der Einbruch von Ödenburg ist das zweite Senkungsfeld, das von dem Sporn von Güns in weitem Bogen bis Marburg am Ostende des Bacher-Massivs reicht. Es bildet den kesselförmigen Einbruch von Graz. Aus der tertiären Ausfüllung des Senkungsfeldes ragen vereinzelt Inseln älterer Gesteine auf, so in der unmittelbaren Nähe des Gebirgsrandes die mutmaßlich paläozoischen Schieferinseln von Leibnitz und Wildon,[6]) ferner im Innern des Senkungsfeldes die devonischen Schollen bei Neuhaus, St. Gotthard an der Raab und westlich von Steinamanger. Es zieht ferner mitten durch die Ebene ein langer Zug von vulkanischen Er-

[1]) C. v. Ettingshausen, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 45. Etwas jünger scheint diesem Autor die Flora von Parschlug zu sein.

[2]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 120.

[3]) Auf ein noch höheres Alter als untermiocän weist der Fund eines *Palaeotherium*-zahnes im Becken von Parschlug hin. Vergl. F. Toula. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 345.

[4]) Die grundlegende Arbeit für unsere Kenntnis der inneralpinen Neogenablagerungen Steiermarks ist D. Stur. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, XIV, 1864, S. 218—252. Einschneidende Korrekturen haben auch Sturs Darstellungen durch spätere Arbeiten insbesondere in der Richtung erfahren, daß viele der von diesem Beobachter für tertiär gehaltenen Bildungen nach dem gegenwärtigen Stande unserer Erfahrungen dem Diluvium zugerechnet werden müssen.

[5]) E. Suess. „Das Antlitz der Erde“, I. Bd., S. 177. Ein Hinweis auf die Entstehung des östlichen Abbruches der Zentralalpen durch kesselförmige Einsenkungen der Erdkruste findet sich schon bei Peters. (Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn., Wien, 3. Bd., 1864, S. 221).

[6]) R. Hoernes. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 198.

hebungen, der auf einer fast genau meridional streichenden Linie angeordnet den Verlauf einer Dislokation markiert. Die Basalttuffe der Riegersburg und die Trachyte von Gleichenberg gehören diesem Zuge vulkanischer Vorkommen an, deren Beziehungen zu dem Abbruch der Ostalpen zuerst HOERNES[1]) betont hat.

Der Einbruch der inneralpinen Senkung von Wien entlang der Thermenlinie und die Einbrüche von Ödenburg und Graz am Ostrande der Zentralalpen sind gleichzeitig erfolgt. Zunächst lehnen sich an den Bruchrand Süß- und Brackwasserablagerungen zum Teil mit Braunkohlenflötzen, die am Bruchrande selbst noch vielfache lokale Störungen erlitten haben. Bevor das miocäne Meer in jene Senkungsfelder eindrang, entstanden ausgedehnte Süßwasserbecken, in welchen die Braunkohlenablagerungen von Köflach und Eibiswald niedergelegt wurden. Diese Kohlenflötze sind, wie HOERNES[2]) zeigte, jünger als die Sotzkaschichten, dagegen gleichalterig mit den Ligniten von Pitten und der Hauptmasse der braunkohlenführenden Ablagerungen in Obersteiermark. Auch die Süßwasserschichten von Rein (bei Graz) gehören nach STANDFEST[3]) und PENECKE[4]) diesem Niveau an.

Während die lakustren Miocänbildungen vom Alter der lignitführenden Ablagerungen von Köflach, Eibiswald und Pitten in der Nähe des Gebirgsrandes noch erhebliche Schichtstörungen erlitten haben (z. B. bei Schönau), liegt das jüngere Miocän sehr flach und läßt, wie schon SEDGEWICK und MURCHISON hervorhoben, im allgemeinen nur ein sehr sanftes Verflachen gegen O erkennen. Allerdings haben an einzelnen Stellen des Tertiärgebietes von Hartberg und Pinkafeld STOLICZKA und HILBER[5]) ausnahmsweise selbst noch in den pontischen Schichten Neigungen von 25 bis 40° beobachtet. Ferner hat CLAR[6]) in dem Tuffgebiete von Kapfenstein östlich von Gleichenberg namhafte Störungen in den Basaltdecken und ihrer sarmatischen Unterlage konstatiert, die hier in der Nähe der devonischen Insel von Neuhaus unter Winkeln von 30 bis 40° nach NW einfallen.

Die der Sehne des Bogens entsprechende meridionale Dislokation, auf der die Vulkane von Gleichenberg stehen, scheint jünger zu sein als der Randbruch der Grazer Bucht. Denn die Ergüsse der Trachyte fallen, wie aus STURS[7]) Beobachtungen hervorgeht, in die Zeit der Ablagerung des mediterranen Miocäns und der sarmatischen Stufe, jene der Basalte in die Zeit der Congerienschichten und des Belvedereschotters.

So endet der Hauptstamm der Zentralalpen ostwärts mit großen kesselförmigen Einbrüchen gegen das Pannonische Tiefland und nur der nord-

[1]) R. HOERNES. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 49—53.
[2]) R. HOERNES. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVI, 1876, S. 209—243.
[3]) R. STANDFEST. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882. S. 176.
[4]) K. PENECKE. Zeitsch. d. deutsch. geolog. Ges., XLIII, 1891, S. 346.
[5]) V. HILBER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, 44. Bd., S. 389—414.
[6]) C. CLAR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 122.
[7]) D. STUR. Geologie der Steiermark, S. 614.

steirische Gneisbogen findet eine direkte Fortsetzung in den äußeren Zentralmassen der Westkarpaten.

Wenngleich somit der Ostrand der Zentralzone nicht als ein natürlicher Rand betrachtet werden kann, so läßt sich doch nicht in Abrede stellen, daß in den Zentralalpen selbst gegen O eine Abschwächung der Intensität der Faltung sich bemerkbar macht. L. v. Lóczy hat gezeigt, daß der Untergrund der Ungarischen Tiefebene in tektonischer Beziehung den Charakter einer alten, von jüngeren Faltungen nicht oder nur in unerheblicher Weise betroffenen Masse an sich trägt. Es ist wahrscheinlich, daß die Zentralzone der Ostalpen in demselben Maße, als sie sich gegen Osten erweitert, durch ein allmähliches Abflauen der Faltungen in dieses alte Massiv ohne scharfe Grenze übergeht. Aber die Region der Austönung ist durch die jungen Einbrüche am Ostrande der Alpen unserer Beobachtung entzogen.

IV. Abschnitt.

Der Drauzug.

Kristallinische Achse des Gailtales. — Gailbruch. — Triaszug der Gailtaler Alpen. — Nordalpine Entwicklung der Sedimente. — Draubrüche. — Karnische Kette. — Entwicklung paläozoischer Sedimente. — Profil des Plöcken-Passes. — Überschiebung am Südabhange der Kellerwand. — Diskordanz des Obercarbons. — Profil der Krone. — Längsbrüche. — Der Scherndolomitzug des Fellagebietes. — Silurbildungen am Kok und Osternig. — Aufbrüche bei Tarvis. — Karawanken. — Kristallinische Aufbruchszone von Eisenkappel. — Tonalitintrusionen. — Nördlicher Triaszug. — Beziehungen desselben zum Bacher. — Triaszug der Koschuta. — Paläozoische Aufbruchszone des Seeberges. — Andesitische Eruptivmasse des Smrekouc. — Carbon- und Triasgebiet von Weitenstein. — Eingreifen von Tertiärbildungen in den östlichen Abschnitt des Drauzuges. — Wotsch und Donatiberg. — Südsteirische Thermenlinie. — Beziehungen zum Bakony.

Östlich von Innichen in Tirol schaltet sich zwischen die kristallinische Zentralzone und die Südliche Kalkzone ein langgestreckter, geradlinig verlaufender Gebirgsstreifen ein, der sich in WO beziehungsweise WNW—OSO-Richtung dem rechten Ufer der Drau entlang bis in das Pannonische Tiefland in der Gegend von Warasdin verfolgen läßt. Auf die tektonische Bedeutung dieses wohl am passendsten als Drauzug[1]) zu bezeichnenden Gebirgsstreifens als eines selbständigen, von der Südlichen Kalkzone abweichend gebauten Elements in der Struktur der Ostalpen ist von E. Suess[2]) zuerst hingewiesen worden. Der angrenzenden Südlichen Kalkzone steht der Drauzug als eine Region intensiver Faltung gegenüber. Ihm gehören

[1]) Den Namen Drau-Save-Zug hat zuerst Zollikofer. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 200) für die Sedimentärzone im S. des Bacher-Gebirges angewendet.

[2]) E. Suess: „Die Entstehung der Alpen", S. 34.

die Gailtaler Alpen, die Karnischen Alpen und Karawanken mit ihren östlichen Ausläufern an.

Innerhalb des Drauzuges lassen sich in der Richtung von N nach S drei tektonisch individualisierte Abschnitte unterscheiden. Der nördliche Abschnitt ist ein gefaltetes, vielfach überkipptes Triasgebirge mit nordalpiner Entwicklung der mesozoischen Sedimente. Der mittlere entspricht einer Aufbruchszone von kristallinischen Gesteinen. Der südliche enthält neben triadischen Ablagerungen in südalpiner Ausbildung eine mächtige Entwicklung mariner paläozoischer Bildungen des Silur-, Devon-, Carbon- und Permsystems.

Durch den tiefen Einschnitt der Gailitz und unteren Gail zwischen Tarvis und Villach wird der Drauzug in eine westliche und östliche Hälfte zerlegt. Für die Westhälfte sind die Arbeiten von Stache, Frech und Geyer, für die Osthälfte jene von Teller die Hauptquellen unserer Kenntnis. Die Mannigfaltigkeit und Komplikation der Lagerungsverhältnisse, die Tatsache, daß fast alle in den Ostalpen bekannten Formationen in mariner Entwicklung hier auf einem engen Raume zusammentreffen, endlich die in ungewöhnlicher Klarheit aufgeschlossenen Spuren einer älteren carbonischen Gebirgsfaltung stempeln diese Region zu einer der interessantesten und für den Geologen besuchenswertesten in den gesamten Alpen.

In der westlichen Hälfte des Drauzuges bildet die mittlere kristallinische Aufbruchswelle einen durchschnittlich drei Kilometer breiten, zusammenhängenden Zug von Sillian bis gegen Nötsch am Fuße des Dobratsch. Die kristallinischen Gesteine — Gneise, Glimmerschiefer und Quarzphyllite — dieser schmalen Zone sind in W—O streichende, sehr steil stehende Falten gelegt. Die Erosionsfurche der Gail folgt zumeist der Achse einer Antiklinale. Wie so häufig bei Alpenflüssen sind auch bei der Gail Ober- und Mittellauf scharf geschieden. Im Lessachtale, oberhalb Kötschach, fließt die Gail in einer tiefen und engen Schlucht des kristallinischen Grundgebirges, unterhalb Kötschach strömt sie durch eine breite Talsohle in deren Niveau dahin.[1]) Dieses auffällige Absetzen der Lessachtaler Stufe oberhalb Kötschach versucht Frech[2]) durch die Hypothese zu erklären, daß „in einem mittleren Abschnitt der Tertiärzeit das obere Stromgebiet der Drau nicht durch das heutige Bett, sondern über den Gailberg (970 *m*) und durch das Gailtal entwässert wurde". Die Drau lieferte jene Wassermengen, die von Kötschach an abwärts eine so tief eingreifende, erodierende Tätigkeit entfalteten, während sie die Sohle des Lessachtales unberührt ließen. Geyer[3]) ist eher geneigt, die verschiedene Beschaffenheit der kristallinischen Gesteine in den beiden Talstufen zur Erklärung heranzuziehen, da die Gail im Lessachtale sich in feste Gneise und Glimmerschiefer, unterhalb des Gneisriegels von Wetzmann dagegen sich nur in die viel weicheren Quarzphyllite einschneiden mußte.

[1]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 90.
[2]) F. Frech. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1892, S. 354.
[3]) G. Geyer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 47. Bd., 1897, S. 313.

In orographischer Beziehung spielt die kristallinische Aufbruchszone des Gailtales nur in ihrem westlichsten Teile eine Rolle, indem sie hier auf eine kurze Strecke den Hauptkamm der Kreuzkofel-Gruppe zusammensetzt, die Kalkkrone der letzteren auf den nördlichen Abhang hinausdrängend. Weiter im O trägt sie lediglich den Charakter einer südlichen Vorstufe des Triasgebirges.

Für die südwärts in großer Mächtigkeit folgenden altpaläozoischen Meeresbildungen der Karnischen Kette bildet die kristallinische Aufbruchszone des Gailtales das normale Fundament. Von dem nördlich anstoßenden Triasgebirge der Gailtaler Alpen dagegen wird sie durch eine nur lokal intermittierende Störung von über 100 *km* Länge, den Gailbruch Frechs,[1]) abgeschnitten. Auch dort, wo dieser Bruch aussetzt und ein normales Profil des Gebirges der Beobachtung zugänglich ist, fehlen in der Regel alle paläozoischen Schichten bis zum permischen Grödener Sandstein, der diskordant über verschiedenen Gliedern des älteren gefalteten und abradierten Grundgebirges liegt. Nur im Nötschgraben am Westfuße des Dobratsch kennt man eine Scholle fossilführenden, marinen Untercarbons mit *Productus giganteus*,[2]) ein in seiner Art in den Alpen einzig dastehendes Vorkommen und um so auffallender, als gerade dieser Horizont der sonst so reich gegliederten Entwicklung des Paläozoicums in der Karnischen Hauptkette fehlt. Nach Geyer[3]) ist das Auftreten eines zweiten Denudationsrestes dieser Nötscher Schichten bei Kötschach wahrscheinlich.

Nördlich vom Gailbruch erhebt sich das Triasgebirge der Gailtaler Alpen. Die nördlichen Grenzkonturen dieser Gebirgsgruppe springen an zwei Stellen in einem stumpfen Winkel nach N vor, so daß der Umriß der Gruppe im Kartenbilde zwei auf gemeinsamer Basis aufruhenden, ihre Spitze nach N kehrenden Dreiecken entspricht, an deren Schenkeln die Drau fließt. Die Spitze des einen Dreieckes liegt bei Lienz, jene des andern bei Sachsenburg. Die Lagerungsverhältnisse sind im allgemeinen derart, daß in der Scholle von Lienz die Schichten vorwiegend gegen N, in dem östlichen Abschnitte, dem Zuge Reißkofel—Dobratsch, vorwiegend gegen S fallen.

Dieses Gebirge ist durch die nordalpine Entwicklung seiner Schichtfolge ausgezeichnet. Die Übereinstimmung in der Ausbildung der mesozoischen Sedimente mit der nordalpinen Kalkzone ist eine so auffallende, daß schon der erste geologisch geschulte Erforscher der Scholle von Lienz, H. Emmrich, dieselbe in vollkommen zutreffender Weise konstatierte.[4]) Nach den Detailaufnahmen von G. Geyer, die im großen ganzen die Richtigkeit

[1]) F. Frech, „Die Karnischen Alpen“, S. 135, 461 und „Die Tribulaungruppe“ etc. Richthofen-Festschrift, S. 24 ff.

[2]) F. Frech („Die Karnischen Alpen“, S. 303) hat für diese Entwicklung des marinen Untercarbon den Namen „Nötscher Schichten“ eingeführt. Die Fauna ist von L. de Koninck 1873 monographisch beschrieben worden.

[3]) G. Geyer, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 341.

[4]) H. Emmrich, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VI, 1855, S. 450.

der älteren Darstellung von E. v. MOJSISOVICS[1]) bestätigen, gliedert sich die Trias der Gailtaler Alpen in nachfolgender Weise:[2]) Über den Grödener Sandsteinen und mit diesen innig verbunden liegen Werfener Schichten von sehr geringer Mächtigkeit. Dann folgen Guttensteiner Kalke, Reiflinger Kalk, Posidonomyenschiefer (Partnach- oder Wengener Schichten), Wettersteinkalk, an dessen hangende Lagen die Blei- und Zinkerze dieses Distriktes gebunden sind, Carditaschichten, Hauptdolomit, der am Reißkofel durch ungeschichtete Riffkalke — ein Äquivalent des salzburgischen Hochgebirgskorallenkalkes — vertreten wird, endlich sehr mächtige und fossilreiche (Riebenkofel) Mergel und Kalke der rhätischen Stufe in einer an die Kössener Facies erinnernden Ausbildung. Über den triadischen Schichten bilden an zwei Stellen, bei Luggau im Lessachtale und zwischen Lienz und Abfaltersbach im Drautale, Adnether Kalke des Lias das jüngste Glied der Schichtreihe.

Den westlichen Abschnitt der Gailtaler Alpen bildet die Scholle von Lienz, in der die vorwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Gipfel der Kreuzkofel-Gruppe mit ihren schroffen, zerrissenen, von weiten Schuttkaren flankierten Kämmen Bilder aus der Region der Nordtiroler Gebirgsketten ins Gedächtnis zurückrufen. Gleiche Schichtfolge, Struktur und Höhenverhältnisse haben hier an der Nord- und Südgrenze Osttirols einander ähnliche Szenerien geschaffen.

Die westliche Fortsetzung der Scholle von Lienz ist, wie TELLER[3]) gezeigt hat, nur noch in den durch die Einklemmung in die Phyllite des Pustertales vor der Denudation bewahrt gebliebenen Faltenresten erhalten, deren Spuren sich von Sillian über Winbach bis nach Brunneck verfolgen lassen (vgl. S. 102). Östlich von Sillian treten uns die mesozoischen Sedimente in einer größeren zusammenhängenden Masse als eine in mehrfache Falten gelegte, synklinale Auflagerung entgegen.[4])

Die Schichten der Lienzer Scholle streichen quer über das an seinen beiden Schenkeln von der Drau begrenzte Dreieck. Der Schenkel Sillian—Lienz entspricht einem Bruch, der Fortsetzung der Judicarienlinie, dem entlang die zumeist steil nordwärts fallenden Trias- und Liasbildungen der Kreuzkofel-Gruppe an den kristallinischen Gesteinen des linken Drauufers abstoßen. Dagegen fehlt eine zusammenhängende Verwerfung entlang dem Schenkel Lienz—Dellach, obgleich auch hier die Auflagerungsgrenze der Trias gegen das kristallinische Grundgebirge stellenweise (Wurmitzgraben bei Oberdrauburg) verbrochen ist.

Das Bild, das die älteren Übersichtsaufnahmen von EMMRICH und STUR[5]) von der Struktur der Kreuzkofel-Gruppe entworfen haben und das auch in der Darstellung von E. SUESS[6]) im ersten Bande des „Antlitz der Erde"

[1]) E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 236.
[2]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897. 114—127.
[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 198.
[4]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 91.
[5]) D. STUR. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1856, VII, S. 414.
[6]) E. SUESS. „Das Antlitz der Erde", Bd. I, S. 340.

festgehalten erscheint, ist durch Geyers neuere Arbeiten[1]) in wesentlichen Punkten berichtigt worden. In dem westlichen Abschnitt der Lienzer Scholle tritt ein System steiler Falten auf, die sämtlich nach N überkippt sind. Östlich vom Breitenstein (2307 *m*) verliert die überkippte Schichtserie ihre Vollständigkeit, da sich von hier ab die das Triasgebiet von der südlich anschließenden kristallinischen Aufbruchszone trennende Störung des Gailbruches entwickelt. Zugleich gewinnen breite, offene, durch Brüche zerschnittene Falten mit überwiegendem N-Fallen der Schichten die Oberhand.

Östlich vom Gailbergsattel stellen sich im Zuge des Jauken (2236 *m*) und Reißkofel (2369 *m*) steilere, vorwiegend südwärts geneigte Schichtstellungen ein. Die Falten sind enger aneinander gepreßt und wiederholt an großen Längsbrüchen schuppenförmig übereinander geschoben. Durch Zersplitterung des Gailbruches erscheint ein Streifen von Triaskalk zwischen den Quarzphylliten der südlichen Aufbruchszone auf eine Strecke von 10 *km*

Fig. 14. Profil durch die Gailtaler Alpen.
(Nach G. Geyer.)
1 Gneis, 2 Glimmerschiefer und Quarzphyllite, 3 Verrucano, 4 Quarzporphyr, 5 Grödener Sandstein, 6 Werfener Schichten, 7 Unt. Reiflinger Kalke, 8 Ob. Reiflinger Kalke, 9 Partnachschichten, 10 Wettersteinkalk, 11 Carditaschichten, 12 Hauptdolomit.

grabenförmig eingeklemmt und überschoben. In der Umgebung des Weißen Sees[2]) werden die Falten wieder breiter und offener. Auch nimmt das Triasgebirge selbst gegen den Dobratsch an Breite zu. Den Höhepunkt erreichen die tektonischen Komplikationen in dem Zuge des Spitzegel (2121 *m*) wo die ursprünglichen Mulden und Sättel an zahlreichen südlich geneigten Längsverwürfen nordwärts überschoben sind und mitten im Nordabsturz des Spitzegel Werfener Schichten unmittelbar über dem Wettersteinkalk zu Tage treten. Der Grundplan des Gebirges sind aber auch hier Nordfaltungen.[3])

Der Bau des östlichsten Stückes der Gailtaler Alpen zeigt sich nach E. v. Mojsisovics[4]) ebenfalls durch große Längsbrüche beeinflußt. Einer der

[1]) G. Geyer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, 47. Bd., S. 295—363.

[2]) Bezüglich des von Suess und Frech publizierten Profils Lind—St. Lorenzen vergl. die Bemerkungen von Geyer, l. c., S. 339—347.

[3]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 113—139.

[4]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 351.

größten dieser Längsbrüche, der im Westen mit dem Gailbruch sich verbindet, trennt die Masse des Dobratsch von dem Bleiberger Erzgebirge, das durch die an die Wettersteinkalke geknüpften Blei- und Zinkerze[1] in montanistischer, in stratigraphischer Beziehung durch die schöne Entwicklung der julischen Unterstufe der Trias in der Facies der Bleiberger Schichten (Muschelmarmor mit *Carnites floridus*) bemerkenswert ist. Das Erzgebirge selbst stellt eine zwischen zwei Brüchen grabenartig eingesunkene Längsscholle dar. In demselben spielen „Querspalten, verbunden mit durch transversale Zerreißungen herbeigeführten Horizontalverschiebungen“ eine wichtige Rolle.[2]

Die Gailtaler Alpen entsprechen somit einem typischen Faltengebirge mit nordalpiner Entwicklung der Sedimente, gewissermaßen einem Stück der Nordtiroler Kalkalpen an dem Südrande der kristallinischen Zentralzone.

Ist man von Ober-Drauburg durch die nordwärts überkippten Triasfalten des Gailbergsattels in die kristallinische Aufbruchszone bei Kötschach gelangt und wendet man seine Schritte über die letztere hinaus dem Plöcken-Passe zu, so betritt man ein Gebirge ganz anderer Art, das durch die gewaltige Entwicklung mariner paläozoischer Sedimente in den Alpen einzig dasteht. Es ist die Karnische Hauptkette. Der westliche, in die Hochregion aufragende Abschnitt dieser Kette ist ein altpaläozoisches, aus Silur und Devon bestehendes Faltengebirge, das bereits während der Carbonzeit in Falten gelegt wurde. In dem östlichen, niedrigeren Abschnitt treten zu den Ablagerungen des älteren Paläozoicums noch Bildungen des Obercarbon, Perm und der Trias. Daß die Karnischen Alpen trotz der Mannigfaltigkeit der Schichtfolge und der komplizierten Lagerungsverhältnisse heute zu den in geologischer Beziehung am besten bekannten Teilen der Ostalpen gehören, verdanken wir vor allem den Arbeiten von Stache, Frech und Geyer. G. Stache hat das Verdienst der Entdeckung fossilführender Silurablagerungen und überhaupt der Arbeit des Pioniers, der zum ersten Male die Fragen klar bezeichnete, deren Lösung in diesem Gebiete zu erwarten sei. Die Lösung einiger der interessantesten unter diesen Fragen ist Frech tatsächlich gelungen. Er hat nicht nur den Nachweis einer Vertretung des Devon erbracht und die große Diskordanz zwischen den älteren und jüngeren paläozoischen Bildungen, die schon Stache erkannt hatte, chronologisch schärfer[3] fixiert, sondern auch in seinem Buche „Die Karnischen Alpen“ zuerst eine zusammenfassende Darstellung der Struktur jener Gebirgsgruppe entworfen. Geyer endlich hat durch seine innerhalb des letzten Jahrzehnts durchgeführten Detailaufnahmen eine wesentliche Bereicherung unserer Kenntnisse erzielt. An der Beseitigung des Culm aus der Reihe der in den

[1]) Vergl. R. Canaval. Carinthia II. Klagenfurt. 1898. Nr. 2.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 339—359.

[3]) Der erste Hinweis auf eine paläozoische Faltung im Gebiete des Dranzuges findet sich bei Peters. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, VI, S. 883 u. VII, 1857, S. 651.

Ostalpen auftretenden Schichtglieder und den für die Tektonik der Karnischen Kette so wichtigen Ergebnissen dieser Tatsache gebührt ihm zugleich mit T. Taramelli der Hauptanteil.

Nirgends in den Karnischen Alpen sind die Ablagerungen der älteren paläozoischen Epochen besser aufgeschlossen und in imposanterer Mächtigkeit entwickelt, als in den Profilen von Kötschach oder Mauthen zum Plöcken-Paß (1360 *m*) und zur Umgebung des Wolayer Sees. Das tiefste Schichtglied sind Tonschiefer, Grauwacken und Quarzite des Untersilur. Sie bilden den Kern einer Antiklinale, die nach N überkippt ist. Über ihnen folgen Bänderkalke, die Geyer bereits dem Obersilur zurechnet.[1]) Das wichtigste Glied des Obersilur sind bunte, meist rote oder hellgraue Netzkalke mit Orthoceren. Diese Orthocerenkalke haben in der Nähe des Wolayer Törls (2136 *m*) und am Kok im Ostabschnitte der Karnischen Alpen eine reiche Fauna der Etage *E* des böhmischen Silurs geliefert.[2]) Frech hat am Wolayer Törl ein ununterbrochenes Profil von diesen obersilurischen Orthocerenkalken bis zum Oberdevon nachgewiesen. Über der Stufe der obersilurischen Orthocerenkalke ragen in Steilmauern von über 1000 *m* Höhe die hellen Riffkalkmassen der Kellerwand und des Monte Coglians (2782 *m*), des Kulminationspunktes der Karnischen Kette auf. Sie sind, wie Frech nachwies, devonischen Alters. Die Grenze zwischen den liegenden Netzkalken und den hangenden Korallenkalken ist infolge des grellen Facieswechsels lithologisch scharf ausgesprochen, während sich in paläontologischer Beziehung die Scheide zwischen Obersilur und dem in der Hercynfacies entwickelten Unterdevon verwischt. Die tiefste Abteilung des hellen Korallenkalkes über dem Niveau der *Rh. Megaera* enthält die Fauna von Konieprus. Der Riesenwall des Kellerwandzuges schließt jedoch eine Vertretung des gesamten Devon in sich. Auf dem Grate zwischen Kolinkofel und Kellerwand sammelten Frech und Geyer Fossilien des Stringocephalenkalkes (Oberes Mitteldevon) und am Ostabhange des Kolinkofels die Fauna des älteren Oberdevon. Die Clymenienkalke des jüngeren Oberdevon wurden von Frech in der östlichen Fortsetzung des Riffkalkzuges der Kellerwand, am Großen Pal, entdeckt.[3])

Die Riffkalkmasse des Kellerwandzuges, deren untere und obere Partien wohl geschichtet sind, kehrt ihren Schichtenkopf gegen N, während die nach S einfallenden Schichtflächen von dunklen Tonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen, Diabasdecken und Tuffen überlagert werden. Diese Bildungen wurden auf Grund eines angeblichen Vorkommens von Calamiten von Stur und —

[1]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 60—90.

[2]) G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 24. Bd., 1874, S. 182 u. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1884, S. 329.

[3]) Vergl. insbesondere F. Frech. „Die Karnischen Alpen", Halle 1892—1894, S. 75—94 u. 244—281. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1887, S. 676—739. 1891, S. 672—687, 1894, 446—479 und Lethaea palaeozoica, II. Bd., I. Lief., S. 199; ferner G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 102—119.

mit Ausnahme von T. TARAMELLI[1]) — auch von allen folgenden Beobachtern für Culm gehalten, bis durch den Nachweis von graptolithenführenden Einschaltungen in jene Massen von Eruptivgesteinen, schwarzen Schiefern und Grauwacken deren Zugehörigkeit zum Silur außer Zweifel gestellt werden konnte.[2]) Die Überlagerung des Kellerwandmassivs durch die silurischen Schiefer stellt sich somit als der Effekt einer nordwärts gerichteten Überschiebung heraus. Im S wird das silurische Schieferterrain diskordant von Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten, der Basis der großen triadischen Kalk- und Dolomitstöcke der Friulaner Alpen, überlagert.

Der westlich vom Wolayertörl gelegene Abschnitt der Karnischen Hauptkette baut sich vorwiegend aus silurischen Tonschiefern auf, während als jüngste Glieder in den Synklinalen zonenweise mächtige silurische und devonische Kalkmassen aufsitzen.[3]) Als solche Riffmassen, die jener des Kellerwandzuges gleichwertig sind, stellen sich das Wolayer Biegengebirge, ferner die Züge Monte Avanza—Paralba und Königswand—Porze dar. Die rasch zu gewaltiger Mächtigkeit anschwellenden und wieder seitlich auskeilenden devonischen Riffkalke sind hier in jenem Grade mitgefaltet in welchem große, starre Massen innerhalb plastischer Schiefergesteine einer Faltung fähig sind. Besonders energisch sind die Störungen in der Umgebung des Monte Paralba (2692 *m*), wo sie mit einer lokalen, halbkreisförmigen Drehung im Streichen der Tonschieferbasis zusammenhängen, deren Anlage nach der Darstellung von GEYER[4]) bereits auf die variscische Gebirgsfaltung während der Carbonzeit zurückzuführen ist.

Auch das Mittelstück der Karnischen Hauptkette bis zur Straninger Höhe wird vorwiegend von Schiefern und Grauwacken mit untergeordneten, wenig mächtigen Kalkplatten zusammengesetzt und zeigt dementsprechend sanfte Formen. Die enge aneinandergepreßten Falten, in denen untersilurische Tonschiefer vorwiegen, weisen gleichsinnig nach S einfallende Schenkel auf und zeigen nur an dem Nordsaume des Gebirges gegen das Gailtal eine Umkehr in die nördliche Fallrichtung. An der Basis der obersilurischen Netzkalke treten stellenweise schwarze Kieselschiefer auf, deren obersilurisches Alter GEYER durch Funde von Graptolithen bei der Gundersheiner Alpe und im Nölblinger Graben nachwies.

Vom Findenigkofel gegen O nimmt die Mannigfaltigkeit der an dem Aufbau der Karnischen Alpen beteiligten Schichtglieder beträchtlich zu. Zunächst erscheint über dem abradierten Scheitel des altpaläozoischen,

---

[1]) T. TARAMELLI. „Spiegazione della carta geologica del Friuli. Pavia 1881.

[2]) T. TARAMELLI. Rendiconti R. Acad. dei Lincei. Roma 1895, Vol. IV, S. 185. G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 308 und insbesondere 1897, S. 237—252; G. DE ANGELIS D'OSSAT. Mem. Acad. dei Lincei. Roma 1899, III, S. 4.

[3]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 210.

[4]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 107 u. 116. Über den landschaftlichen Charakter dieses Abschnittes vergl. G. GEYER. Zeitschr. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1898, S. 280—326.

steil aufgerichteten Grundgebirges transgredierend eine flach gewellte Decke von Obercarbon. Das Auftreten des Obercarbons in der Umgebung der Ahornach-Alpe (vergl. das beigefügte Profil) wird von Geyer[1]) geradezu als das Modell einer Transgression bezeichnet.

Eine Störung, die jünger ist als die carbonische Faltung der Karnischen Alpen, schneidet die obercarbonische Scholle der Ringmauer und des Schulterkofels im N ab. Es ist der Hochwipfelbruch Frechs.[2])

An der Zusammensetzung der obercarbonischen Decke beteiligen sich Quarzconglomerate, Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine, denen Lager von dunklen Fusulinenkalken eingeschaltet sind.[3]) Von der Ahornach-Alpe findet gegen O hin eine allmähliche Senkung der Transgressionsfläche statt, so daß in der Umgebung des Naßfeldes die wasserscheidende Höhe des Gebirges vollständig von flachliegendem Obercarbon eingenommen wird, auf

Fig. 15. Die Carbonscholle der Ahornach-Alpe.
(Nach G. Geyer.)
1 Untersilurische Tonschiefer und Grauwacken, 2 Obersilurische Graptolithenschiefer, 3 Obersilurische Netzkalke mit Orthoceren, 4 Tonschiefer und Grauwacken des Obersilur, 5 Devonischer Bänder- und Korallenkalk, 6 Schiefer, Sandsteine, Conglomerate und Fusulinenkalke des Obercarbon.

welchem einzelne Denudationsreste noch jüngerer Kalke in isolierten Partien (Trogkofel, Gartnerkofel) aufsitzen. Das Obercarbon des Naßfeldes greift südwärts auf einen Zug von devonischen Riffkalkmassen über, der als östliche Fortsetzung des Kellerwandzuges im Monte Zermula auftaucht und über den Roßkofel (2234 *m*) zum Malurch zieht. Dieser von Frech als ein Äquivalent des Schlerndolomits, von Geyer ursprünglich als ein solches der permocarbonischen Trogkofelkalke betrachtete Riffkalkzug ist später durch entscheidende Fossilfunde[4]) als ein älterer devonischer Kern erwiesen worden, den jüngere Ablagerungen rings ummanteln. „Es ist bemerkenswert, daß

[1]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 86.

[2]) F. Frech. „Die Karnischen Alpen", S. 435.

[3]) F. Frech hat für diese Entwicklung des alpinen Obercarbons die Bezeichnung „*Auernigschichten*" vorgeschlagen (Lethaea palaeozoica II. Bd., 2. Lief., 1899, S. 357.

[4]) T. Taramelli, Rendiconti Acad. Lincei, Roma 1895, S. 189. G. de Angelis d'Ossat. Boll. Soc Geol. Ital., Vol. XV, 1895, S. 88 u. Mem. Acad. Lincei, Roma 1896; ferner F. Frech, Zeitsch. d. deutsch. geolog. Ges. 1895, S. 199 u. G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 251 u. 1898, S. 251.

das Obercarbon erst mit seinen höheren, Fusulinenkalkbänke einschließenden Horizonten über die devonischen Kalkriffe hinweggreift, als ob deren widerstandsfähigere Kalke schon in dem alten Relief über die leichter zerstörbaren Schiefer und Grauwacken der Silurformation emporgeragt hätten."[1]) Auch auf seinem südlichen Abhange wird dieser Riffkalkzug von flach gelagertem Obercarbon begleitet, das an der Forca Pizzul die von A. TOMMASI[2]) entdeckte reiche Fundstelle mariner und terrestrischer Fossilien enthält.

Der obercarbonischen Scholle des Naßfeldes gehören die durch die Arbeiten von TIETZE, STACHE, SUESS, FRECH, SCHELLWIEN und GEYER zu klassischer Bedeutung gelangten Profile des Auernig und der Krone an. Das Carbongebiet dieses Teiles der Karnischen Alpen zeichnet sich durch besondere Landschaftsformen aus, in denen flache Stufen und schüsselförmige Bodensenken die vorherrschenden Elemente bilden. „Sumpfige Böden, rostigbraune Geschiebefelder, wild verwachsene Blockhalden, in sich zusammengebrochene Conglomeratwälle sowie die kümmerliche Waldvegetation verleihen dem Terrain schon in geringen Höhen den Charakter nordischer Hochlandschaften."[3])

Während TIETZE[4]) und STACHE[5]) in dem fossilführenden Schichtkomplex der Krone eine Vertretung des Unter- und Obercarbons vermuteten, der letztere Forscher überdies, irregeführt durch eine unrichtige Parallelisierung mit den Grenzschichten von Carbon und Perm in Nebraska, die Fusulinenkalke bereits als permisch ansprach, muß nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die gesamte versteinerungsreiche Serie von Tonschiefern, Sandsteinen und Fusulinenkalken im Profil der Krone dem Obercarbon zugerechnet werden.[6]) Die Bedeutung des karnischen Obercarbons liegt in der sich mehrfach wiederholenden Wechsellagerung terrestrischer Bildungen, die nach den Untersuchungen von STUR[7]) und FRITSCH die Flora der Ottweiler Schichten enthalten, mit marinen Sedimenten, deren Fauna von SCHELLWIEN[8]) als jener der Gshelstufe NIKITINS im russischen Obercarbon gleichwertig erkannt wurde.[9]) Die Tatsache, daß die dem älteren

---

[1]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 252.

[2]) A. TOMMASI. Boll. Soc. Geolog. Ital. Vol. VIII, S. 564. Die Fossilien sind von PARONA und BOZZI (ibid. Vol. IX) beschrieben worden.

[3]) G. GEYER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 151.

[4]) E. TIETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 269; Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 142. Diesem Forscher gebührt das Verdienst der Entdeckung anstehender Fusulinenkalke des Obercarbon. Auf die Bedeutung des Vorkommens der kurz zuvor von HÖFER in Blöcken entdeckten Fusulinen hat zuerst E. SUESS (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 4) hingewiesen.

[5]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 291, 1874, S. 88 u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 203.

[6]) E. SUESS. (Antlitz der Erde I, S. 343, II, S. 304, 324) hat den rein obercarbonischen Charakter der Sedimente der Krone zuerst betont.

[7]) D. STUR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 383.

[8]) E. SCHELLWIEN. Palaeontographica, 39. Bd., 1892.

[9]) E. SCHELLWIEN. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1894, S. 70.

abradierten Grundgebirge diskordant aufgelagerte Serie mit einem Gliede des Obercarbons beginnt, ist, wie Frech[1]) zuerst betont hat, geeignet, die Gleichzeitigkeit der vorausgegangenen Gebirgsfaltung mit der Aufrichtung der variscischen Gebirge in Mitteleuropa zu erweisen.

Über dem Obercarbon des Naßfeldes folgen an mehreren Stellen noch jüngere Bildungen, die dem obercarbonischen Sockel in Gestalt von zwei mächtigen, kühn profilierten Gipfeln aufsitzen. Der westliche derselben, der blockförmige Trogkofel (2271 *m*) besteht, wie Geyer[2]) gezeigt hat, aus

Fig. 16. Der Trogkofel (2271 *m*) vom Rudniker Graben.
(Nach einer Photographie von G. Geyer.)

einer 300 *m* mächtigen Masse hellrötlicher Kalke, die in horizontaler Lagerung konkordant über dem fast horizontal liegenden obercarbonischen Fundament sich aufbaut. Schellwiens[3]) Untersuchung der von Geyer gesammelten Fossilreste hat ein permocarbonisches Alter der Trogkofelkalke ergeben.

Mannigfaltiger ist die Zusammensetzung des östlichen Gipfels, des als Standort der prächtigen *Wulfenia carinthiaca* berühmten Gartnerkofels (2198 *m*). Das von Geyer entworfene Profil gibt ein instruktives Bild der Schichtfolge. Auch in diesem Profile folgen in dem steilen Abbruch der Repp-

[1]) F. Frech. „Die Karnischen Alpen“, S. 440.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 395 u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 147.

[3]) E. Schellwien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 359 u. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, XIV. Bd.

wand zunächst konkordant über dem Obercarbon die hellen und roten Fusulinenkalke des Permocarbon wie am Trogkofel. Über denselben liegt Grödener Sandstein. Bemerkenswert ist die transgressive Lagerung der permischen Grödener Sandsteine, die von den permocarbonischen Fusulinenkalken unabhängig zwischen der Reppwand und dem Trogkofel auch auf die obercarbonischen Tonschiefer übergreifen. Innerhalb der Schichtserie vom Grödener Sandstein aufwärts herrscht volle Konkordanz. Die Schichtserie selbst zeigt die bezeichnenden Merkmale des südalpinen Entwicklungstypus. Der Bellerophondolomit der Reppwand und die darüber folgenden Triasbildungen bis zum Schlerndolomit der Spitze des Gartnerkofels tragen durchaus den gleichen Charakter wie in den benachbarten Profilen der Raibler Alpen südlich von Pontafel.[1] Nur die Entwicklung der Werfener Schichten, deren Mächtigkeit hier nur 30—40 *m* gegen mehrere hundert

Fig. 17. Profil durch den Nordabfall des Gartnerkofels.
(Nach G. Geyer).
1—5 Tonschiefer, Sandsteine, Quarzconglomerate, schwarze und graue Fusulinenkalke des Obercarbon, 6 Weiße und rote Schwagerinenkalke (Permocarbon), 7 Groedener Sandstein, 8 Dolomit der Bellerophonschichten, 9, 10, 11 Werfener Sch., 12 Buntes Kalkconglomerat des Unt. Muschelkalkes, 13 Hornsteinreiche Plattenkalke mit Spir. trigonella, 14 Pietra verde, 15 diploporenführender Triasdolomit.

Meter im Gebiete von Pontafel beträgt, zeigt erhebliche Abweichungen indem dieselben im Profil des Gartnerkofels bloß aus weißen und roten Plattenkalken mit spärlichen, sandigschieferigen, fossilführenden Zwischenlagen bestehen. In dem Profil des Garnitzengrabens fehlen nach Geyers[2]) Beobachtungen auch derartige Zwischenlagen vollständig. Dieses Zurücktreten der sandigschieferigen, bunten Facies in den oberpermischen und tieftriadischen Ablagerungen (Grödener Sandstein und Werfener Schichten) bildet ein charakteristisches Moment in der Stratigraphie jener Zone im N des Canaltales.

Zwischen dem östlichen Teile der wenig gestörten obercarbonischen Decke in der Umgebung des Naßfeldes und der Tiefenfurche des Canal-

[1]) Das triadische Alter der Gipfelkalke des Gartnerkofels ist zuerst von Gümbel (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 144) festgestellt worden.

[2]) G. Geyer, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 252 u. 1899, S. 430 (Fußnote).

tales schaltet sich eine mehrere Kilometer breite Zone weißer Kalke und Dolomite ein, die fast durchwegs gegen Süden einfallen. Die stratigraphische Stellung dieser mächtigen, das Canaltal seiner ganzen Nordseite entlang begleitenden Dolomitzone war lange Zeit hindurch eine der am meisten umstrittenen Fragen in der Geologie der Karnischen Alpen. STACHE[1]) betrachtete die lokal diploporenführenden Kalke und Dolomite als ein regelmäßig zwischen dem Obercarbon des Naßfeldes und den Bellerophonkalken des Canaltales eingeschaltetes Glied des Permsystems. Dagegen erklärte sie E. SUESS[2]) für triadisch. Eingehend begründet und auch kartographisch fixiert wurde die letztere Anschauung von F. FRECH,[3]) der die gesamte Masse lichter Kalke und Dolomite vom Monte Zermula bis Tarvis als einen zwischen Längsbrüchen grabenförmig eingesunkenen Streifen von Schlerndolomit ansprach. Während G. GEYER sich zuerst der Meinung von STACHE anschloß,[4]) hat ihn im weiteren Verlaufe der Detailaufnahmen die Entdeckung fossilführender Aufschlüsse zu der Überzeugung geführt, daß die Hauptmasse der lichten Kalke und Dolomite im N des Fellatales, von welchen allerdings der Zug Roßkofel-Malurch als devonisch abgetrennt werden muß, in der Tat dem Schlerndolomit zufällt. Als entscheidend für die Altersfrage darf die Auffindung von *Protrachyceras recubariense*, einer Leitform der Buchensteiner Schichten, in Zwischenlagen des Diploporenkalkes der Brizzia und von *Myophoria elegans* in den knolligen Liegendkalken dieser Dolomitzone angesehen werden.[5]) Auch das von TOULA[6]) erwähnte Vorkommen von *Posidonomya wengensis* am Mulei erhält durch GEYERS Fossilfund die ihm gebührende Bedeutung. Es stellt sich somit in Übereinstimmung mit der von SUESS und FRECH vertretenen Auffassung die südliche Abdachung des Ostabschnittes der Karnischen Hauptkette als eine zwischen großen Längsbrüchen eingesunkene Masse von Triaskalk und Dolomit dar. Die den Graben von Schlerndolomit im S begrenzende Störung (Savebruch FRECHS), die den Schlerndolomit mit den Bellerophonkalken und Werfener Schichten an der Basis der großen Triasplatte der Raibler Alpen in Kontakt bringt, entspricht hier zugleich der tektonischen Grenze zwischen dem Drauzug und der Südlichen Kalkzone der Ostalpen. Zwischen dem Westabschnitte der Karnischen Alpen und der Südlichen Kalkzone existiert eine so scharfe tektonische Grenze nicht, viemehr bilden dort die paläozoischen Ablagerungen auf der Südseite der Karnischen Kette das normale Liegende der Triasbildungen der Friulaner Alpen.

---

[1]) G. STACHE. Insbesondere Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1873, S. 291, 1874. S. 87, 1878, S. 312, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 190.

[2]) E. SUESS. „Das Antlitz der Erde" I. S. 343.

[3]) F. FRECH. „Die Karnischen Alpen", insbesondere S. 23 u. 404.

[4]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 392—413, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 183.

[5]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 242—253.

[6]) F. TOULA. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 296.

Der östliche Abschnitt der Karnischen Hauptkette ist, wie FRECH gezeigt hat, charakterisiert durch den scharfen Gegensatz zwischen der im ganzen flach gelagerten, dem Fella-Save-Bruch zufallenden Triasscholle im S und den gefalteten, steil gestellten, zum Teil in hohem Maße gestörten Silur- und Devonbildungen im N. Beide Terrains sind durch eine gewaltige, mit einem Absinken der südlichen Scholle verbundene Bruchlinie von einander getrennt. In der altpaläozoischen Region zwischen dem Gailtale und der grabenartig eingebrochenen Triasscholle des Fellatales sind insbesondere drei Niveaux durch ihre Fossilführung für die Entwirrung des ursprünglich als „Gailtaler Schichten" zusammengefaßten Schichtenkomplexes bedeutsam geworden: die Graptolithenschiefer des oberen Uggwatales am Osternig,[1] deren Fauna der tiefsten Zone des böhmischen Obersilurs entspricht,[2] die Orthocerenkalke auf dem Gipfel des Kok mit einer typisch obersilurischen Fauna,[3] und die Tonschiefer des obersten Uggwagrabens mit einer von SUESS entdeckten Brachiopodenfauna des Untersilur.[4]

Das normale Liegende der den Fella-Save-Bruch im N begrenzenden Triasscholle ist in dem Profil von Tarvis in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen. Dieses von GEYER[5] studierte Profil durchschneidet einen antiklinalen Kern von lichten Fusulinenkalken, die den permocarbonischen Kalken des Trogkofels und von Neumarktl gleichstehen. Über denselben folgen bunte Fusulinenkalkbreccien von dem Typus der zuerst durch STACHES Arbeiten bekannt gewordenen Breccien des Uggwagrabens bei Uggowitz im Canaltal. TELLER[6] hat gezeigt, daß diese permischen Breccien nach Osten bis in das Gebiet der Weitensteiner Eisenerzformation in Steiermark verfolgt werden können, während GEYER noch in der Umgebung von Sexten in Tirol die Uggowitzer Breccie an der Basis der Verrucano-Conglomerate nachwies. Über der Uggowitzer Breccie folgen im Profil von Tarvis mit voller Konkordanz Grödener Sandsteine, Bellerophonkalk und Werfener Schichten. Die Diskordanz innerhalb der permischen Schichtreihe, die in den ganzen Südalpen durch die Transgression des Verrucano beziehungsweise des Grödener Sandsteins über älteren Bildungen angedeutet wird, erscheint daher in diesem Profile auf ihr geringstes Ausmaß beschränkt. Immerhin ist auch hier die Lücke zwischen dem Absatz der permocarbonischen Fusulinkalke und der Uggowitzer Breccie erkennbar.

Die tektonische Zweiteilung des Drauzuges läßt sich nach Osten über das Durchbruchstal der Gailitz und unteren Gail zwischen Tarvis und Villach hinaus in die Karawanken verfolgen. Die bei weitem wichtigste

---

[1] G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXIII, 1873, S. 175—248 u. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1878, S. 327.

[2] F. FRECH. „Die Karnischen Alpen", S. 221.

[3] G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 121.

[4] G. STACHE. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1884, S. 324.

[5] G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 418—432.

[6] F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 314.

Quelle unserer Kenntnis der Struktur dieser Gebirgsgruppe sind die Arbeiten von TELLER, dessen „Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen“ das Resultat vieljähriger sorgfältiger Detailaufnahmen in mustergültiger Weise zum Ausdruck bringt.

Die geschlossene, mauerartige Bergkette der Westkarawanken bildet die direkte tektonische Fortsetzung der Karnischen Hauptkette. Von dieser einheitlichen Kette spaltet sich an deren Nordabdachung im W des Loibl-Passes ein nördlicher, aus mesozoischen Gesteinen bestehender Zug ab. Er bildet keinen zusammenhängenden Bergzug, sondern ist in einzelne Stöcke aufgelöst, die mit der südlichen Hauptkette (Koschutazug) durch kurze Quergrate in Verbindung treten. Gerlouz, Matzen, Hochobir (2141 *m*), Petzen und Ursulaberg gehören diesem nördlichen mesozoischen Zuge an, der sich als die wahre tektonische Fortsetzung der Gailtaler Alpen darstellt. Und damit auch das Gegenstück zu der kristallinischen Achse des Gailtales nicht fehle, tritt in den Ostkarawanken zwischen dem nördlichen Triaszuge und jenem der Koschuta ebenfalls eine W—O streichende Aufbruchszone von älteren Gesteinen hervor. Dieser Aufbruch älterer Gesteine taucht an der Nordabdachung des Loibl zuerst aus der mächtigen Decke triadischer Sedimente hervor und zieht von dort ostwärts gegen Eisenkappel, wo der Aufbruch bis in archaische Gebilde hinabreicht. In der weiteren Fortsetzung dieser Aufbruchszone von Eisenkappel spielen Intrusionen granitischer und tonalitischer Magmen eine hervorragende Rolle.[1]) Ein schmaler Zug von Eruptivgesteinen ist hier auf eine Erstreckung von 38 *km* über Schwarzenbach bis an das Senkungsfeld von St. Veit verfolgt worden. In Wahrheit aber dürfte der Tonalitzug, wie TELLER durch die Entdeckung einer Blockklippe bei Weitenstein konstatieren konnte, bis an den Südwestrand des Bacher reichen. SALOMON[2]) betrachtet diesen Eruptivzug als ein Glied des periadriatischen Randbogens granitisch-körniger Massen, der vom Tonalitstock des Ré di Castello bis zum Bacher-Gebirge reicht. Dem periadriatischen Randbogen gehören auch die von TELLER[3]) aus der Umgebung von Prävali, nördlich von dem Intrusivzuge von Schwarzenbach, beschriebenen Porphyritgänge an. Während für die Altersbestimmung der Tonalite und Granitite von Eisenkappel—Schwarzenbach direkt verwertbare Daten nicht vorliegen, steht für die Porphyrite von Prävali ein mindestens postjurassisches Alter außer Zweifel, da an einer Stelle noch oberjurassische Aptychenschichten von denselben durchbrochen werden.[4])

Der mesozoische Außenwall der Karawanken schließt sich in der Ent-

---

[1]) Diese Intrusivmassen sind zuerst von E. SUESS. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1868, S. 260—264, 895) beschrieben worden. In neuester Zeit haben SALOMON und GRABER (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, 47. Bd. S. 225—294) ausführlich über dieselben berichtet.

[2]) W. SALOMON. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt. XVII, S. 184.

[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 5.

[4]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 183.

Übersichtskarte der Strukturlinien des östlichen Abschnittes der Südlichen Kalkzone und des Drauzuges.

a Südsteirische Thermenlinie, *b* Einbruchsfeld von Windischgraz, *c* Triasscholle von Oberdollitsch, *d* Einbruchskessel von Laibach, *e* Aufbruchszone des Černasattels, *f* Oligocän des Feistritztales, *g* Andesitlaven des Smrekouc.

wicklung der geschichteten Formationen den Gailtaler Alpen innig an. Insbesondere sind die Raibler Schichten nur in der für die nördliche Kalkzone charakteristischen Ausbildung als Schiefer mit *Halobia rugosa* und *Carnites floridus* (Reingrabener Schiefer von Niederösterreich, Bleiberger Schichten von Kärnten) oder als Kalke und Oolithe mit *Cardita Gümbeli* und *Spiriferina Lipoldi* (Carditaschichten) bekannt. Diese Entwicklung steht im grellen Gegensatze zu der südalpinen Ausbildung der Raibler Schichten im Koschutazuge. An keinem Punkte der Alpen kommen diese beiden lithologisch und faunistisch von einander so sehr abweichenden Facies sich so nahe als in den Ostkarawanken, wo der Abstand zwischen den Raibler Schichten am Potok im Koschutazuge und den Bleiberger Schiefern des Hochobir sich auf 3½ *km* reduziert. Auch die tieferen Triashorizonte des nördlichen und südlichen Zuges der Ostkarawanken lassen manche Verschiedenheiten in ihrer Ausbildung erkennen.[1])

„Alle diese Umstände scheinen die Supposition getrennter Bildungsräume für die triadischen Sedimente des nördlichen und südlichen Astes der Karawanken nahe zu legen. Die Annahme, daß der heute an parallelen Längsbrüchen tief eingesunkene Urgebirgsstreifen einstmals als trennender Wall zwischen den Ablagerungsräumen der besprochenen Triasgebilde aufragte, liegt nicht außer dem Bereiche zulässiger geologischer Hypothesen.“ (Teller, l. c. p. 268.)

Das mächtigste Glied im Schichtenaufbau des nördlichen Zuges der Karawanken bildet ein erzführender Riffkalk und Dolomit, der zwischen den Carditaschichten im Hangenden und Schichten von Reiflinger Facies mit Ammoniten und Brachiopoden der anisischen Stufe im Liegenden sich einschaltet. Er ist stratigraphisch ein genaues Äquivalent der Wettersteinkalke Nordtirols und der Gailtaler Alpen. Wie in den Gailtaler Alpen, ist auch in den Karawanken die Erzführung auf die obersten Lagen dieses Horizonts beschränkt, die an der Petzen eine reiche Gastropodenfauna[2]) und zahlreiche Cephalopoden der Aonoideszone von Aussee[3]) geliefert haben. Im Liegenden des erzführenden Kalkes folgen zunächst Kalke von Reiflinger Facies mit einer anisischen Fauna, dann fossilleere Dolomite, zuletzt Werfener Schichten, mit denen Sandsteine im Liegenden enge verknüpft sind. Diese roten Sandsteine repräsentieren nach der Ansicht Tellers eine dem Buntsandstein Nordtirols parallele Faciesentwicklung und bilden so ein weiteres Glied in der Reihe der Analogien, die zwischen den Triasbildungen des Außenzuges der Karawanken und der nordalpinen Kalkzone bestehen. Hauptdolomit und Dachsteinkalk setzen die Gipfelregion der pfeilerartig gegen das Becken von Klagenfurt vorgeschobenen Berghöhen

[1]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 261—268. K. Penecke. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 382 (Triasprofil des Koflergrabens bei Feistritz).

[2]) M. Hoernes. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. X u. XII.

[3]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 25 u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, 24. Bd., S. 104.

zusammen.[1]) Kössener Schichten, Lias und Jura sind auf den Nordrand des Triaszuges beschränkt. Während sich der Lias in seiner Verbreitung den Kössener Schichten innig anschließt, treten die mittel- und oberjurassischen Ablagerungen meist unter Verhältnissen auf, die eine übergreifende Lagerung wahrscheinlich machen.[2])

Die Tektonik des nördlichen Zuges der Karawanken wird durch das Vorherrschen steiler Auffaltungen des Schichtenmaterials und durch die Tendenz zu nordwärts gerichteten Überkippungen und Überschiebungen charakterisiert.[3]) Durch senkrechte Schichtenaufrichtung vermittelte Übergänge aus einer normalen in eine überkippte Lagerungsfolge sind eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Die windschiefe Drehung der Gesteinszüge aus einer inversen zur normalen Lagerungsfolge zu beiden Seiten des Vellachtales ist ein bezeichnendes Beispiel für diesen Strukturtypus. Mit diesen energischen Schichtenaufrichtungen und Überschiebungen in N kombinieren sich zahlreiche parallele Längsbrüche.

Der nördliche mesozoische Zug der Karawanken erreicht nicht den südöstlichen Rand des Bacher-Gebirges, sondern endet entlang der Linie St. Rochus—Raßwald mit einem quer auf das Schichtstreichen verlaufenden Abbruch. Im Osten dieses Abbruches, der noch in die kristallinische Aufbruchszone von Eisenkappel hineinreicht, breitet sich das Senkungsfeld von Windischgraz aus. Gosaubildungen der oberen Kreide reichen von Osten her über die nördliche Abdachung des Bacher-Gebirges bei St. Rochus bis an den Bruchrand heran, ohne indessen an dem Aufbau der Karawanken selbst teilzunehmen.[4]) „Sie stehen zu den älteren, mit den oberjurassischen Aptychenschichten abschließenden mesozoischen Schichtgliedern dieser Gebirgskette genau in demselben tektonischen Verhältnis wie die Gosaubildungen der NO-Alpen zu den Trias und Juraablagerungen dieses Gebietes.“[5]) Der Einbruch von Windischgraz selbst ist somit, wie Teller[6]) gezeigt hat, jünger als die oberjurassischen Aptychenschichten und älter als die obere Kreide, die dem Bruchrand in übergreifender Lagerung aufsitzt.

Das Senkungsfeld ist erfüllt mit oberoligocänen Binnenablagerungen lakustren und fluviatilen Ursprungs (Sotzkaschichten),[7]) über denen brackische

[1]) Ausführliche Mitteilungen über die Stratigraphie der Karawanken bei F. Teller. „Erläuterungen der geolog. Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen“, Wien 1896.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 110.

[3]) Die östlichste dieser Nordüberschiebungen hat Teller am nördlichen Fuße des Ursulaberges konstatiert.

[4]) Die mit einer solchen Auffassung im Widerspruch stehende Angabe Zollikofers (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt VII, 1856, S. 235) über ein Gosauvorkommen auf dem Gornaberge südlich von Bleiburg wird von Teller (Erläuterungen etc. S. 148) berichtigt.

[5]) F. Teller. Erläuterungen etc. S. 146.

[6]) F. Teller. ibid. S. 8.

[7]) Das oberoligocäne Alter der Sotzkaschichten, die der aquitanischen Stufe des Tertiärs zufallen, ist von R. Hoernes (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 26. Bd., 1876, S. 209—243) festgestellt worden.

Miocänbildungen (Grunder Schichten) transgredieren. Aus dem Einbruchsfelde ragt als ein Rest des versunkenen Gebirgsteiles die Triasscholle von Oberdollitsch auf. Die WO streichenden Falten dieser Triasscholle werden an den Muscovitgneisen des südwestlichen Bacherrandes entlang einer der dinarischen Richtung folgenden Querstörung scharf abgeschnitten.

Auch der Nordfuß des mesozoischen Außenwalles der Karawanken trägt im Becken von Klagenfurt den Charakter einer versenkten Scholle des Gebirges. Im Jauntal taucht noch aus der Diluvialebene eine Anzahl von inselförmigen Dachsteinkalk-Klippen empor, gleichsam die Krone des hier versenkten Fragments der Karawankenkette darstellend.

Der Fortsetzung der Karnischen Hauptkette entspricht in den Ostkarawanken der Triaszug der Koschuta (2135 *m*) und Uschowa (1930 *m*). Am Nordfuße dieses Triaszuges tritt ein Saum von paläozoischen Schiefern und Massengesteinen (Diabasen) unbestimmten Alters und von Grödener Sandstein hervor. Er bildet im Vellachtale das hangendste Glied der zuerst von Suess beschriebenen Schichtenüberkippung, die nach W in einen Längsbruch übergeht, den Teller bis in das Bärental (südlich von Feistritz) verfolgen konnte. An dieser Störung ist der Koschutazug über den nördlichen mesozoischen Zug der Karawanken geschoben. Aber auch die Grenze zwischen dem Koschutazug und der kristallinischen Aufbruchszone von Eisenkappel ist, wie Teller gezeigt hat, eine Überschiebungslinie, der entlang von W nach O zunächst Schlerndolomit, dann Dachsteinkalk, endlich Obercarbon unmittelbar an den Tonalitzug von Eisenkappel herantreten. Östlich vom Wistratale, wo die Wirkung dieser Störung erlischt, wächst die Breite der kristallinischen Aufbruchszone beträchtlich an.

In den Triasbildungen des schmalen Kammes Koschuta—Uschowa spielen neben den Dachsteinkalken der Gipfelregion mächtige Massen von Schlerndolomit im Liegenden der Raibler Schichten die Hauptrolle. Auch die von Lipold als Gailtaler Dolomit in das Paläozoicum gestellte Zone dolomitischer Gesteine im O der Koschuta gehört nach Tellers Beobachtungen der Trias an.

Die westliche Fortsetzung des Triaszuges der Koschuta bilden die Züge der Vigunšca (Begunšica) und des Stou (2239 *m*) mit dem höchsten Gipfel der Karawanken. Teller[1]) hat über die Struktur dieses steil aufgefalteten, von zahlreichen Längsstörungen betroffenen Westabschnittes der südlichen Zone der Karawanken ausführliche Mitteilungen gegeben. Ein obercarbonischer Schichtenaufbruch, der einer steil aufgepreßten, nach S überschobenen Antiklinale entspricht, bildet entlang dem Südabhang des Stou—Vigunšca-Zuges die tektonische Achse des Gebirges. Die Spateisensteinbaue des Reichenberger Erzreviers in Oberkrain sind an diese carbonische Aufbruchszone geknüpft, in deren Verbreitungsstrich lokal Denudationsreste oligocäner Sotzkaschichten erhalten geblieben sind. Über dem Obercarbon folgen bald

[1]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, 396—418.

die permocarbonischen Kalke, bald die mit den Uggowitzer Breccien beginnende Serie der jüngeren permischen Schichten, hierauf die Trias, die sich in ihrer stratigraphischen Entwicklung viel enger an die Trias der Julischen Alpen als an jene des nördlichen Außenzuges der Karawanken anschließt. Die Conglomerate der Dontschichten und das Auftreten von Sandsteinen mit porphyrischen Lagermassen im Niveau der Tuffe und Porphyre von Kaltwasser im Raibler Profil, endlich das Vorkommen oberliasischer Crinoidenkalke mit *Hildoceras bifrons* in Verbindung mit Manganschiefern bilden die auffallendsten Glieder in der Kette stratigraphischer Analogien, die die südliche mesozoische Zone der Karawanken mit dem mesozoischen Gebiete der Julischen Alpen verknüpfen.

Von der der Südlichen Kalkzone angehörigen Triasregion der Julischen Alpen wird der Westabschnitt der südlichen Zone der Karawanken durch das Tal der Save getrennt, das mit einer tektonischen Linie erster Ordnung zusammenfällt. Die tektonische Diskordanz zwischen den steilen, eng gepreßten Faltenzügen der Karawanken und dem tafelförmig gebauten Nordrande der Julischen Alpen ist eine so scharfe, daß sie schon in der ältesten Übersichtsaufnahme dieses Gebietes durch PETERS[1]) im Jahre 1855 klar zum Ausdruck kommt.

Zwischen den Triaszug der Koschuta—Uschowa und das ausgedehnte Triasterritorium der Steiner Alpen, das eine Fortsetzung der Julischen Alpen darstellt und bereits der Südlichen Kalkzone zufällt, schiebt sich von W her eine mächtige Aufbruchszone ein, die in der Grenzregion von Kärnten und Krain eine reich gegliederte Serie paläozoischer Ablagerungen erschließt, aber nach O hin allmählich unter den in dieser Richtung immer energischer nach N vordringenden Triassedimenten der Steiner Alpen verschwindet. Am besten aufgeschlossen und studiert ist die paläozoische Schichtfolge im Gebiete des Vellachtales bei Oberseeland. Freilich ist auch hier die Tektonik des Gebirges außerordentlich kompliziert. Von der tiefsten Zone silurischer Gesteine, welche der antiklinale Aufbruch des Seeberges bloßlegt, bis zum Tonalitzug von Eisenkappel verquert man eine ganze Reihe paralleler, im Schichtstreichen liegender Verwerfungen, so daß das ganze Gebirge buchstäblich in einzelne schmale Bänder und Streifen unvermittelt aneinander tretender Gesteinszonen verschiedenen Alters zerschnitten erscheint. Diese Häufung paralleler, meist tief greifender Längsstörungen wird von TELLER[2]) geradezu als das hervorstechendste Moment im Bau des östlichen Teiles der Karawanken bezeichnet.

Die paläozoischen Bildungen der Ostkarawanken zeigen mit jenen der Karnischen Hauptkette eine weitgehende Übereinstimmung. In dem Nordflügel der Antiklinale des Seeberges sind zuerst durch TIETZE und

---

[1]) K. PETERS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1856, VII, S. 629—691.
[2]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 102.

STACHE[1]) Äquivalente der Etage *F* des böhmischen Paläozoikums nachgewiesen worden. Später hat TELLER[2]) gezeigt, daß über fossilleeren Schiefern und Grauwacken Bänderkalke mit *Cardiola interrupta* und mit Orthoceren als eine Vertretung des karnischen Obersilur, sodann devonische Korallriffkalke folgen, die, wie PENECKES[3]) Untersuchungen lehren, wie in dem Zuge der Kellerwand bis ins Oberdevon reichen. Das Obercarbon ist in der Facies der Auernigschichten entwickelt.[4]) Es ist lithologisch sowohl als hinsichtlich seiner Fossilführung ein getreues Abbild des Obercarbons der Krone bei Pontafel. Über den Auernigschichten folgen lokal noch helle Fusulinenkalke, ein Äquivalent des Trogkofelkalkes in der Karnischen Hauptkette. In Blöcken dieses hellen Fusulinenkalkes sammelte SCHELLWIEN[5]) bei Neumarktl eine permocarbonische Fauna. Die permocarbonischen Kalke lagern, wie TELLER gezeigt hat, nach Art von Riffkalkmassen stets in vereinzelten, nur lokal zu größerer Mächtigkeit anschwellenden Schollen und Klippen über der allgemeiner verbreiteten obercarbonischen Schichtenbasis. Bildungen einer höheren Abteilung des permischen Systems, Uggowitzer Breccie, Grödener Sandstein und Bellerophonkalk, liegen wie in den Karnischen Alpen in übergreifender Lagerung auf älteren Sedimenten.

Die südliche Aufbruchszone der Karawanken, in deren Bereich die paläozoischen Bildungen des Seeberges zu Tage treten, weist ihrem Südrande entlang tiefgreifende Schichtstörungen auf. Diese Störungen tragen den Charakter von Überschiebungsbrüchen, an denen die Triasscholle der Steiner Alpen nach N auf die altpaläozoische Schichtenbasis hinaufgeschoben wurde. TELLER hat diese Überschiebungen aus dem Kankertale bei Unter-Seeland entlang einer in flachem Bogen nach N ansteigenden Linie bis in das Wistratal an den Südrand des Tonalitzuges von Eisenkappel verfolgt. Hier treffen sie mit jener WO streichenden Störungszone zusammen, die der südlichen Begrenzung des Tonalitzuges entspricht und ihrer gesamten Ausdehnung nach ebenfalls durch nordwärts gerichtete Überschiebungen gekennzeichnet ist. Durch eine Querstörung von der Überschiebungszone Unter-Seeland—Wistratal geschieden, setzt südlich von Wistra ein zweiter Bruch an, der dem Südrande des Tonalitzuges bis zum Belavski Vrh parallel läuft und auf dem die gewaltigen Andesitmassen des Smrekouc zum Beginn der Miocänzeit zum Austritte gelangt sind. Vom Belavski Vrh wendet

---

[1]) E. TIETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XX. 1870, S. 269; G. STACHE. ibid. 24. Bd. 1874. S. 232. 268—270. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 308, 1879, S. 222, 1884, S. 27. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1884, p. 317.

[2]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1886, S. 267, 1887, S. 145.

[3]) K. A. PENECKE. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1887, S. 267—276. (Oberdevonische Fauna der Rappoldklippe).

[4]) Den Ottweiler Schichten gehört die von STUR (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 384) aus den Schiefern des Spateisensteinbergbaues Reichenberg bei Assling beschriebene Carbonflora an.

[5]) E. SCHELLWIEN. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Berlin, XLIV, 1898, S. 693 u. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 358—363.

sich der Bruch nach SO und zieht in dieser Richtung über Schönstein und Wöllan bis Hochenegg. Auch auf dieser Strecke ist die Dislokation von eine Reihe kleinerer Andesitausbrüche begleitet.

Die Überschiebungszone Unter Seeland—Wistra und der Bruch Schönstein—Hochenegg bilden einen nur in der Scheitelmitte durch die kurze Querstörung von Ossoinig unterbrochenen gegen N konvexen Bogen, der auf dieser ganzen Strecke zugleich den tektonischen Südrand des Drauzuges bezeichnet. Nahe der Konvexität des Bogens liegt die andesitische Eruptivmasse des Smrekouc.[1]) Der Smrekouc ist keine stockförmige Eruptivbildung sondern eine typische Lagermasse, ein gefaltetes System von in die tertiäre Schichtfolge eingeschalteten Decken, Stromenden, Breccien und Tuffen. Die letzteren überwiegen weitaus. Ihre innige Verknüpfung mit marinen Absätzen des unteren Miocäns gestattet das Alter der Eruptionen als jenes der Ablagerung der Sande von Gouze und der unteren conglomeratischen Leithakalkstufe der Tüfferer Bucht zu erkennen.[2])

Der auf eine Breite von kaum 100 *m* reduzierte, stellenweise ganz unterbrochene Triasstreifen, auf den die Fortsetzung der Karnischen Hauptkette im O der Querstörung von Ossoinig zwischen dem Tonalitzug von Eisenkappel und der Eruptivmasse des Smrekouc eingeengt ist — südlich von Wistra werden die Tonalitgneise direkt von den andesitischen Ergüssen der Smrekouc-Spalte überflossen — erweitert sich östlich vom Belavski Vrh nochmals beträchtlich durch das Auseinandertreten des W—O streichenden Tonalitzuges und der SO streichenden Bruchlinie Schönstein—Hochenegg. Den dadurch entstehenden, dreieckigen Raum erfüllt das T r i a s g e b i e t v o n W e i t e n s t e i n. Der auffallendste Zug in der Tektonik dieses Gebietes ist das Hervortreten einer langgestreckten, schmalen carbonischen Aufbruchswelle, der Weitensteiner Eisenerzformation.[3])

Diese Aufbruchszone ist wie ein Horst von parallelen Längsstörungen derart flankiert, daß bald ältere, bald jüngere Glieder des Triassystems von beiden Seiten her an dieselbe herantreten. Die über das ältere Gebirge in weitem Umfange transgredierenden Sotzkaschichten des Oberoligocän sind am Nordrande der carbonischen Aufbruchswelle von den Faltungen und Überschiebungen noch mitbetroffen worden.

Viel mannigfaltiger und reicher gegliedert als in dem nördlichen Einbruchsfeld von Windischgraz sind die Tertiärbildungen am Südabhange des Weitensteiner Gebietes, wo sie entlang der Störungslinie Schönstein—Hochenegg von Osten her tief in das Gebirge eingreifen. Es geht aus

---

[1]) E. Suess. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 32. E. Reyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 296; F. Teller. Erläuterungen etc., S. 10, 183, 249.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 20.

[3]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 314—326. Die Bezeichnung „Weitensteiner Eisenerzformation“ ist von F. Rolle (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1857, S. 423) in die Literatur eingeführt worden.

Tellers[1]) Detailaufnahmen hervor, daß die parallelen Längsbrüche, die den Bau des Gebirges bestimmen, in ihrer ersten Anlage älter sind als die Tertiärbildungen, die mit oligocänen Nummulitenkalken vom Alter der Stufe von Castel Gomberto beginnen. In die von OW streichenden Steilküsten begrenzten Fjorde drang das oligocäne Meer. OW streichende Dislokationen, die sich an quer verlaufenden Störungszonen abstufen, haben ursprünglich den Rahmen bestimmt, der für die Verbreitung der Tertiärgebilde maßgebend war. Aber die Lagerungsverhältnisse der gesamten marinen Schichtreihe des Tertiärs bis zu den mit den Miocänbildungen von Mittelsteiermark übereinstimmenden Mergeln, Sandsteinen und Leithakalken hinauf, lassen erkennen, daß die Schollensenkungen, von denen das ältere Gebirge vor dem Eintritt des oligocänen Meeres betroffen wurde, auch nach der Ablagerung der marinen Tertiärbildungen noch fortgedauert haben. Steile Schichtaufrichtungen innerhalb der einzelnen Tertiärmulden bringen die Fortdauer intensiver tektonischer Bewegungen bis in die jüngere Miocänzeit klar zum Ausdruck. Erst die durch die Einschaltung von Lignitflötzen ausgezeichneten unterpliocänen Binnenablagerungen des Schalltales bei Schönstein mit *Mastodon arvernensis* liegen flach und weisen außer lokalen Verwerfungen keine tektonischen Störungen auf.[2]) Die Absätze pliocäner Flußläufe jedoch, die zu dem pliocänen Binnensee des Beckens von Schönstein in engster Beziehung stehen, konnte Teller noch in Höhen von 200 *m* über dem Niveau der Pak nachweisen, die heute das Becken des Schalltales entwässert. Eine solche Niveaudifferenz zwischen den pliocänen Schotterablagerungen und dem heutigen Flußsystem ist ohne Inanspruchnahme jüngerer tektonischer Vorgänge kaum erklärbar.

Dem Südrande des Bacher Gebirges entlang greift aus dem Bruchfelde von Windischgraz eine Zone oligocäner, lignitführender Sotzkaschichten bis in die Hügelregion von Feistritz, die sich aus einer horizontal liegenden Decke fluviatiler Absätze der jüngsten Tertiärzeit aufbaut. Der zwischen den Bacher und das Weitensteiner Gebirge eingreifende Streifen von Sotzkaschichten ist sehr energischen Faltungen ausgesetzt gewesen. Aus dieser Hülle alttertiärer Binnenablagerungen treten nahe dem Südrande des Bacher Gebirges Schollen von Gosaubildungen klippenartig hervor.[3]) Neben Hippuritenkalken gelangen auch mergelige und tonige Absätze der Gosauschichten mit Kohlenflötzen hier zur Beobachtung. Einzelne Kreideschollen lassen die unmittelbare Auflagerung der Gosauschichten teils auf dem Phyllit des Bacherrandes, teils auf dem Triasdolomit des Drauzuges erkennen. Die meisten dieser Klippen jedoch sind ringsum von den Mergeln und Schiefern der lakustren Sotzkaschichten enge ummantelt und so innig mit denselben

[1]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, Nr. 12.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 295.

[3]) Die vollständige Übereinstimmung dieser Bildungen mit den Gosauschichten der Nordalpen ist zuerst von Rolle (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1857, S. 442) betont worden.

zusammengefaltet, daß die Scheidung kohlenführender Sotzka- und Gosaumergel sehr erhebliche Schwierigkeiten bietet.[1])

Die tektonische Fortsetzung des in zahlreiche, enge Parallelfalten gelegten Weitensteiner Triasgebirges bildet der gleichfalls zum überwiegenden Teile aus triadischen Sedimenten bestehende Höhenzug des Gonobitzer Gebirges und der Wotschgruppe. Landturmberg (1014 *m*) und Wotsch (980 *m*) sind die Kulminationspunkte dieses Triaszuges, dessen mannigfaltige orographische Gliederung durch Aufbrüche obercarbonischer Schiefer und Fusulinenkalke und durch das Eingreifen transgredierender Tertiärbildungen bedingt wird.[2])

Im Gonobitzer Gebirge treten die carbonischen Schichten der Weitensteiner Eisenerzformation nicht mehr als geschlossener Zug, sondern in zahlreichen Einzelaufbrüchen zu Tage. Auf das ältere Gebirge übergreifende Sotzkaschichten sind in den paläozoischen Schichtenkomplex eingeknetet. Ihr östliches Ende erreicht die Carbonzone in der Umgebung des Wotsch. Auch hier haben die den Verlauf der Carbonaufbrüche begrenzenden Dislokationslinien sich als für die Lagerung und Verbreitung der Sotzkaschichten bestimmend erwiesen.[3]) Der Zusammenhang zwischen den Carbon- und Triasgesteinen ist ein sehr inniger. Jura- und Kreideschichten fehlen. Erst mit der Transgression der Sotzkaschichten beginnt die Schichtfolge wieder, die eine sehr vollständige Serie der Tertiärbildungen repräsentiert. Die Trias des Wotsch setzt sich nach Dregers[4]) Beobachtungen noch weit nach O in vereinzelten Aufbrüchen fort und sendet im Dreikönigsberg südwestlich von Friedau einen weit in das kroatische Tiefland vorspringenden Sporn aus.

Das tertiäre Hügelland von Windisch-Feistritz im SO des Bacher verschwindet im N unter dem diluvialen Flachland des Pettauer Feldes und im O in langen Antiklinalen unter den Alluvien der kroatischen Ebene. Die geradlinige Abgrenzung des Pettauer Feldes gegen steilstehende sarmatische Schichten im Süden und die scharfe Nordgrenze der Leithakalkbildungen von Pöltschach entsprechen tektonischen Linien. Das ganze Miocän mit Einschluß der sarmatischen Schichten ist steil aufgerichtet und nimmt im östlichen Teile des Drauzuges an der Faltung teil. Aus den mergeligen und sandigen Schichten der miocänen Meeressedimente, die in steiler Auffaltung dem tektonischen Bau des älteren Gebirges sich anschmiegen, treten die harten Bänke des Nulliporenkalkes als Berge und Felsen im Relief des Terrains auffällig hervor. Ihnen verdankt die Umgebung von Rohitsch ihren malerischen Charakter. Auf der Spitze des Donatiberges sind die harten

---

[1]) R. Hoernes. Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark 1892, S. 296. K. Redlich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900. S. 490.

[2]) Für den ganzen östlichen Abschnitt des Drauzuges vergl. insbesondere Tellers Erläuterungen zum Blatt Pragerhof—Wind.-Feistritz d. geolog. Sp.-Karte, Wien 1899.

[3]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892. S. 281—288.

[4]) J. Dreger. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 92—98 u. 1894, S. 69—75.

Leithakalke und Sandsteine bis zur Höhe von 883 *m* emporgetragen, der höchsten absoluten Erhebung, in der miocäne Meeresbildungen in den Ostalpen überhaupt bekannt sind.[1]) Schon PETERS spricht von dem Donatiberge mit seinen unter Winkeln von 60—80° geneigten Nulliporenkalkbänken als von einem der wichtigsten Punkte in den Südalpen, „weil er von den großen Zerrüttungen Zeugnis gibt, denen dieser Landstrich am Übergange in die östliche Niederung ausgesetzt war.“[2])

Der nördlichen Hauptzone von Carbon und Trias im Gonobitzer Gebirge und Wotsch ist im S eine zweite Zone vorgelagert, der eine tektonisch selbständige Stellung zukommt. Sie bildet eine durch zahlreiche, aber nur wenig ausgedehnte, klippenförmig aus den Tertiärbildungen hervortretende Grundgebirgsschollen markierte Aufbruchsregion.

Carbonische Klippen kommen nur in einem räumlich beschränkten Verbreitungsgebiete im S der Wotschgruppe und des Plešivec an die Oberfläche, und zwar entlang einer Längsstörung, die HOERNES[3]) als Donatibruch bezeichnete. DREGER hat diese Störung nach O bis in das Gebiet von Schiltern verfolgt, TELLER den Anschluß derselben an den Bruch von Schönstein—Hochenegg im W nachgewiesen und die wahre Bedeutung dieser gewaltigen Dislokation für die Struktur der südlichen Steiermark klar zum Ausdruck gebracht.[4])

Eine Reihe klippenförmiger Aufbrüche des triadischen Grundgebirges, deren tektonischer Zusammenhang durch ihre Anordnung auf den ersten Blick ersichtlich ist, verbindet nach den Beobachtungen von TELLER den Donatibruch im O mit dem südlichen Randbruch des Weitensteiner Triasgebirges zu einer geschlossenen Störungszone. „Diese Störungszone bietet in ihrem Gesamtverlaufe das Bild eines nach S konvexen Bogens, der vollständig mit dem Verlauf des nördlich vorliegenden Bacherrandes korrespondiert. Der tektonische Konnex zwischen diesen beiden Linien ist wohl unverkennbar. Für die Zugehörigkeit der gesamten Serie von Störungen und Diskordanzen auf der geschilderten Linie zu einem einheitlichen tektonischen Bogen spricht die Beziehung derselben zu andesitischen Eruptionen in der Umgebung des Seitztales im W und am Südgehänge des Plešivec im O sowie deren Verknüpfung mit Thermen und Säuerlingen. Das Alter dieser Andesite ist gleich jenem der Ergüsse des Smrekouc untermiocän.“

So zeigt sich, daß die Zone paralleler Längsstörungen, die den natürlichen Südrand des Drauzuges darstellt, sich unter dem stauenden Einfluß des Bacher Gebirges nach OSO wendet, in flachem Bogen dieses alte kristallinische, durch Granitintrusionen versteifte Schichtengewölbe umgürtet und

[1]) Th. v. ZOLLIKOFER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XII, 1861/62. S. 314.

[2]) K. PETERS in ILWOF und PETERS. „Graz, Geschichte und Beschreibung der Stadt und Umgebung“. Kap. Rohitsch, S. 424—429.

[3]) R. HOERNES. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 182, 1890, S. 67.

[4]) F. TELLER. Erläuterungen zur geolog. Spezial-Karte Blatt Pragerhof—Wind.-Feistritz, S. 54—58, 96, 135, 142.

endlich im Donatibruch wieder in WO-Richtung ausstreicht. Diese Dislokationen haben die Bahnen eröffnet, auf denen während der älteren Miocänzeit vom Smrekouc bis zum Plešivec mächtige Ergüsse andesitischer und dacitischer Magmen gefördert wurden. „Als beredte Zeugen für den innigen Zusammenhang von jüngeren Eruptivgebilden und Thermen" treten an der Stelle, wo die Dislokationen das Maximum ihrer Intensität erreicht haben, die warmen Quellen von Neuhaus und Topolschitz an die Oberfläche. Die Thermalzone klingt nach W und O in Reihen von Säuerlingen aus, unter denen jene von Bad Rohitsch im engsten Konnex zur Donatibruchlinie stehen.[1])

„Die Relationen zwischen Säuerlingen und Thermen und die Beziehungen dieser letzteren zu mächtigen, mit dem Durchbruch eruptiver Magmen verknüpften Dislokationserscheinungen treten in dieser Region der Südalpen außerordentlich klar zu Tage; es wiederholt sich hinsichtlich des genetischen Zusammenhanges der Erscheinungen im großen Ganzen dasselbe Bild, das die Einbruchsregion im S des Erzgebirges mit ihren Basaltdurchbrüchen und den in einfachen Kohlensäureexhalationen ausklingenden Thermalzonen darbietet."[2])

Die Bezeichnung „Südsteirische Thermenlinie" dürfte sich für dieses System von bogenförmig das Zentralmassiv des Bacher umgebenden und dem südlichen Rand des Drauzuges entsprechenden Dislokationen als am besten geeignet empfehlen.[3])

Als eine Fortsetzung des Drauzuges wird von E. Suess das System des Bakony aufgefaßt, das ein NO streichendes, einseitig gebautes Schollengebirge aus mesozoischen und känozoischen Sedimenten mit einer fragmentarisch erhaltenen kristallinischen Zone am Innenrande (Meleghegy, Sarhegy) darstellt. Allein die Art der Verbindung zwischen Bakony und Drauzug ist nirgends deutlich erkennbar. Eine Brücke zwischen beiden Gebirgen bildet vielleicht das tertiäre Hügelland im NO von Friedau. Das letztere besteht, wie H. Hoefer[4]) gezeigt hat, aus einem Gewölbe von Leithakalk, dessen Streichen bereits die dem Bakony eigentümliche SW—NO-Richtung angenommen hat, während in den Hügelketten jenseits der Warasdiner Ebene noch das W—O-Streichen des Drauzuges vorherrscht. Doch ist der tektonische Charakter des Bakony nach L. v. Lóczys Darstellungen ein ganz anderer als der des intensiv gefalteten Drauzuges. L. v. Lóczy betrachtet das System des Bakony überhaupt nicht als ein Glied der ostalpinen Faltungen, sondern gleich der Insel von Fünfkirchen als ein Stück jener von jüngeren Faltungen nicht oder nur in sehr untergeordnetem Maße betroffenen alten Masse, die den Untergrund der Ungarischen Ebene bildet.

[1]) Eine Skizze der Geologie des Quellengebietes von Rohitsch-Sauerbrunn hat D. Stur im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 517—544 veröffentlicht.

[2]) F. Teller. l. c. S. 142.

[3]) Eine Übersicht der triadischen Schichtfolge in der Umgebung von Rohitsch und Drachenburg ist von J. Dreger. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 151 gegeben worden.

[4]) H. Höfer. Jahrb. der. geolog. Reichsanstalt, 44. Bd., 1894. S. 573—582.

V. Abschnitt.

Die Südliche Kalkzone.

Stratigraphische Verhältnisse. — Gliederung der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärbildungen. — Unterschiede des nord- und südalpinen Entwicklungstypus der mesozoischen Sedimente. — Lombardische Alpen. — Judicarienlinie. — Judicarische Faltungszone des Etschbuchtgebirges. — Vicentinisches Tertiärgebiet. — Bruchlinie Battaglia—Schio. — Triasgebirge von Recoaro. — Tertiärstrich der Marostica. — Hochplateau der Sette Communi. — Val Sugana-Brüche. — Venetianische Faltungszone. — Belluno-Linie. — Porphyrschild von Bozen. — Phyllitgebiet von Klausen. — Kristallinisches Massiv der Cima d'Asta. — Südosttirolisches Hochland. — Predazzo. — Dolomitriffe. — Physiognomischer Charakter des Südosttirolischen Hochlandes. — Verwerfungsbrüche. — Linien von Villnöß und Falzarego. — Antelao-Linie. — Grabenbrüche. — Friulaner Alpen. — Querbruch von Sta. Croce. — Das Gebiet zwischen der Tagliamento-Flexur und der Frattura periadriatica. — Periadriatisches Bruchnetz. — Julische Alpen. — Profil von Raibl. — Isonzo-Linie. — Einbruch von Laibach. — Steiner Alpen. — Senkungsfeld von Praßberg. — Oligocäne Transgression. — Save-System. — Tertiärbecken von Trifail, Montpreis, Reichenburg und Rann. — Tüfferer Zug — Rudenza-Zug. — Wacher Zug. — Orlica. — Samoborer Gebirge. — Beziehungen zum Dinarischen System. — Kroatisch-slavonische Inselgebirge.

Das tiefe Eindringen der Judicarienlinie in den Körper der Ostalpen und die fast rechtwinkelige Umbiegung dieser Linie an dem nordwestlichen Rande des Porphyrschildes von Bozen zählen zu den bedeutsamsten Grundzügen in der Struktur der Ostalpen. Die Gebirgsregion innerhalb dieses Winkels bildet den Hauptstamm der Südlichen Kalkzone, die nach W nur in einem schmalen mesozoischen Saum über das Ende der Judicarienlinie hinaus bis in das Gebiet des Lago Maggiore und Lago d'Orta reicht.

Gleich der Nördlichen, ist auch die Südliche Kalkzone ein den Ostalpen eigentümliches, den Westalpen fremdes tektonisches Element.

Während in den Nördlichen Kalkalpen nur an einer Stelle ein lokal beschränktes Vorkommen von kristallinischen Gesteinen (Schlagergraben) bekannt ist, tritt in der Südlichen Kalkzone das kristallinische Grundgebirge nicht nur am Nordrande (Phyllitgebirge von Klausen), sondern auch im Inneren des Gebirges in mächtigen Aufbrüchen (Züge des Monte Muffeto und der Cima d'Asta, Inseln von Recoaro und Lorenzago, Aufbruchszone am Südfuße der Steiner Alpen und bei Hochenegg) an der Basis der permotriadischen Schichtreihe zu Tage.

Diese Schichtreihe beginnt mit riesigen Eruptivmassen, die an Mächtigkeit und Ausdehnung von keiner der jüngeren Eruptivbildungen in den Alpen erreicht werden. Die mächtigste dieser Eruptivmassen ist die Platte des Q u a r z p o r p h y r s v o n B o z e n. Sie reicht als zusammenhängender Schild aus der Gegend von Meran und Waidbruck im N bis Trient und San Martino di Castrozza im S und in Ausläufern um die Südspitze des Adamello-Massivs bis Val Trompia. Die deckenförmige Lagerung des Porphyrs ist allenthalben klar ausgesprochen. Er nimmt, wie eine sedimentäre Schicht,

passiv an allen Gebirgsstörungen teil. Oft sieht man die Porphyrdecken durch eingeschaltete Lagen von Tuff- und Conglomeratmassen getrennt. An der Basis der Eruptivmasse, eine scharfe Grenzmarke gegen das unregelmäßig denudierte, phyllitische Grundgebirge bildend, liegen häufig Conglomerate, die dort, wo der Porphyr überhaupt fehlt, dessen Stelle einnehmen. Sowohl der Porphyr von Bozen, als die stellvertretenden Conglomerate des Verrucano überlagern diskordant die abradierten Schichtköpfe der steil aufgerichteten älteren Phyllite.

Der Nachweis eines permischen Alters des Porphyrs von Bozen beruht auf den Funden einer Flora des Rotliegenden in Schiefern, die in Val Trompia[1]) und bei Tregiovo[2]) im Hangenden eines Porphyrlagers auftreten.

Über dem Porphyr beziehungsweise dem Verrucano, aber in ihrer Verbreitung über den letzteren hinausgreifend, beginnt mit dem Grödener Sandstein eine lückenlose Sedimentserie, die wiederholt zu Diskussionen über die wahre Grenze zwischen Perm und Trias Veranlassung gegeben hat. Nach den Mitteilungen von VACEK[3]) liegen die Grödener Sandsteine im ganzen Etschbuchtgebirge auf einem denudierten, unebenen Relief des Porphyrs, während F. TELLER[4]) in dem von ihm untersuchten Gebiete zwischen Etsch und Eisack eine Diskordanz zwischen dem Quarzporphyr und dem Grödener Sandstein entschieden in Abrede stellt. Die Conglomerate, Sandsteine und Mergelschiefer der letzteren Schichtgruppe repräsentieren eine terrestrische Bildung, für deren Altersbestimmung nur in den von GÜMBEL[5]) bei Neumarkt entdeckten Pflanzenresten Anhaltspunkte vorliegen. Auf Grund der Übereinstimmung der letzteren mit der von HEER als oberpermisch bezeichneten Flora von Fünfkirchen wird der Grödener Sandstein gegenwärtig von der überwiegenden Mehrzahl der Geologen in das permische System gestellt. Doch findet auch die ältere Ansicht von F. v. RICHTHOFEN und LEPSIUS,[6]) die den Grödener Sandstein als das tiefste Glied der Trias betrachteten, heute noch in VACEK einen entschiedenen Vertreter.

Noch weniger geklärt ist die stratigraphische Stellung der über dem Grödener Sandstein folgenden marinen Schichtgruppe des Bellerophonkalkes. Der Bellerophonkalk ist in seiner typischen Entwicklung nur in Südtirol bis Gröden im W und bis zum Pustertale im N, in dem angrenzenden Venetien und Friaul bis Recoaro im S und im kärntnerischen Canaltal bis in die Gegend von Tarvis im O bekannt. Da der Bellerophonkalk, dessen fossilführender Horizont nur eine geringmächtige Lage in einer

[1]) E. SUESS. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, LVII, 1868, S. 1—48, u. LIX., 1869, S. 49—92.

[2]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 43 u. 1894, S. 432.

[3]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 44, 1895, S. 469.

[4]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 94.

[5]) C. v. GÜMBEL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 23 u. Sitzungsber. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch. math. phys. Kl., 1880, S. 548.

[6]) R. LEPSIUS: „Das westliche Südtirol“, S. 35.

überwiegenden Entwicklung versteinerungsleerer Gipse und Dolomite darstellt, mit den Grödener Sandsteinen im Liegenden und den Werfener Schichten im Hangenden durch volle Konkordanz der Lagerung enge verknüpft ist, so kann der Schwerpunkt für die Entscheidung der Altersfrage nur in der Fauna gesucht werden, die von Stache[1]) und E. v. Mojsisovics für oberpermisch, von Gümbel für eine Übergangsfauna, von Neumayr für tieftriadisch erklärt wurde. Dem gegenwärtigen Stande unserer Erfahrungen dürfte die Zuteilung dieser Fauna zum Perm besser als eine solche zur Trias Rechnung tragen.[2]) An die Gipse des Bellerophonkalk-Niveaus sind die Schwefelquellen von Arta bei Tolmezzo, Lussnitz und Malborghet gebunden.

Die zweifellos triadischen Glieder der permotriadischen Serie beginnen mit den Werfener Schichten, „dem chorologisch konstantesten Triashorizont der Alpen." Im Gegensatze zu der in den Nordalpen überwiegenden Facies glimmerreicher, sandiger Schiefer herrscht in den Südalpen eine kalkreiche Ausbildung vor. Cephalopoden sind auf die obere Abteilung dieses Niveaus (Campiler Schichten F. v. Richthofens) beschränkt, die dem deutschen Röth entspricht.

In den über den Werfener Schichten folgenden Triashorizonten macht sich, wie in der Nördlichen Kalkzone, eine, wenn auch minder weit gehende regionale Verschiedenheit der Ausbildung geltend. Bei der Darstellung dieser Verhältnisse soll zunächst von der Triasregion des Südtirolischen Hochlandes ausgegangen werden. Die grundlegenden Arbeiten von F. v. Richthofen[3]) und E. v. Mojsisovics[4]) bilden für dieses zu klassischer Bedeutung gelangte Gebiet die wichtigste Quelle unserer Kenntnis, die durch spätere Arbeiten von Gümbel, Rothpletz, Salomon, Zittel u. a. noch manche wesentliche Bereicherung erfahren hat.

In diesem Gebiete liegen über den Werfener Schichten Bildungen, die man früher unter dem Namen „Alpiner Muschelkalk" zusammengefaßt hat, die jedoch, wie neuere Erfahrungen gelehrt haben, nur einem Teile des germanischen Muschelkalkes äquivalent sind. Diese Bildungen lassen in der Regel eine Zweigliederung deutlich erkennen. Die durch E. v. Mojsisovics eingeführten Bezeichnungen „Unterer" und „Oberer Muschelkalk" für die beiden Abteilungen der Schichtgruppe sind als zu Mißdeutungen geeignet heute besser aufzugeben. Leider fehlen andere kurze und leicht zu handhabende Benennungen. Für die untere, der Zone des *Ceratites binodosus* entsprechende Abteilung, die zumeist in der Facies bunter Conglomerate, roter Mergel, Schiefer oder Sandsteine und grauer flimmernder Kalke,

[1]) G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVII, 1877, S. 271—318, XXVIII, 1878, S. 93—168, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 320.

[2]) Eine eingehende Diskussion dieser Frage bei C. Diener, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. CVI, 1897, S. 71.

[3]) F. v. Richthofen: „Geognostische Beschreibung von Predazzo, St. Cassian u. der Seiser Alpe," Gotha 1860.

[4]) E. v. Mojsisovics: „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien," Wien 1879.

seltener dolomitisch entwickelt ist, könnte der Name Dontschichten in Verwendung kommen. Die obere Abteilung ist in ganz Südtirol durch eine sehr gleichmäßig entwickelte Schichtplatte eines weißen, an Diploporen reichen Dolomits vertreten, für den F. v. RICHTHOFEN den Namen Mendoladolomit[1]) in die Literatur eingeführt hat.

In den über dem Mendoladolomit folgenden triadischen Sedimenten macht sich in dem Südtirolischen Hochlande eine Zersplitterung in zwei faciell ungleichartige (heteropische) Bildungen — in normale, zumeist durch größeren Tongehalt ausgezeichnete Sedimente und in mächtige riffartig auftretende Kalk- und Dolomitmassen bemerkbar.[2]) In der Gruppe der normalen, über weite Erstreckung gleichmäßig verbreiteten Sedimente erscheinen im Hangenden der Platte des Mendoladolomits zunächst die Buchensteiner Schichten (Zone des *Protrachyceras Curionii)*, in ihrer typischen Ausbildung Knollenkalke und Bänderkalke mit Einlagerungen von Pietra verde. Durch die Arbeiten von TORNQUIST erscheint die Möglichkeit angedeutet, in den Buchensteiner Schichten zwei altersverschiedene Horizonte zu unterscheiden, von denen das jüngere (Niveau der *Daonella Taramellii)* durch die Buchensteiner Schichten von Judicarien und den Nodosuskalk des Tretto repräsentiert wird. Die nächste Periode, jene der Ablagerung der Wengener Schichten (Zone des *Protrachyceras Archelaus)* ist zugleich eine Epoche großer Eruptionen. Eine mächtige Serie von Augitporphyrit- beziehungsweise Melaphyrlaven mit eingeschalteten oder überlagernden Tuffen und Tuffmergeln, die größtenteils aus dem Material jener Eruptivgesteine bestehen, tritt an der Basis der Wengener Schichten auf. Die typischen Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* sind nur ein räumlich beschränkter Bestandteil dieser Schichtgruppe, die gegen oben allmählich in einen Komplex von Kalkmergeln und geschichteten Kalken übergeht. Sowohl in den Dontschichten, als in den Wengener Schichten weist die Einschaltung pflanzenführender Bildungen auf die Nähe festen Landes hin.

---

[1]) Auch dieser Name ist sehr unglücklich gewählt, da der Dolomit der Mendel jenem des Schlern gleichwertig und nicht, wie F. v. RICHTHOFEN meinte, älter ist.

[2]) Ich verzichte darauf, in diesem Buche auf die Frage der Beziehungen der germanischen zur alpinen Trias und insbesondere auf jene der Muschelkalk-Keuper-Grenze in den Ostalpen einzugehen. Erstens halte ich in Übereinstimmung mit KOKEN (N. Jahrb. f. Min. 1900, I, S. 278) die Frage nicht für spruchreif und zweitens scheint mir ein Versuch, die alpine Triasentwicklung in das Schema der germanischen Triasgliederung einzwängen zu wollen, überhaupt verfehlt. Eine Dreigliederung erscheint für die pelagische Trias, deren wichtigsten und bestbekannten Repräsentanten die Trias der Ostalpen bildet, unnatürlich und gezwungen. Wenn ich den Ausdruck „Muschelkalk“ für alpine Ablagerungen infolge Mangels eines geeigneten Lokalnamens nicht vermeiden kann, gebrauche ich denselben stets, wie TELLER, KOSSMAT u. a., im älteren Sinne, d. h. für Ablagerungen, die ungefähr der anisischen Stufe entsprechen, mit dem vollen Bewußtsein, daß dieser „alpine Muschelkalk“ nur einem Teile des germanischen Muschelkalkes entspricht. Ich bedauere, diese Bezeichnung, mit der jeder Autor einen verschiedenen Begriff verbindet, nicht vollständig eliminieren zu können.

Die Mergel und geschichteten Kalke im Hangenden der Wengener Schichten enthalten in der Umgebung von St. Cassian im Abteytale eine besondere, durch den Reichtum und die Mannigfaltigkeit des organischen Lebens bemerkenswerte Fauna (Zone des *Trachyceras Aon.*). In ihrer typischen Entwicklung sind die Cassianer Schichten auf das Gebiet von Enneberg, Buchenstein, Ampezzo und der Seiser Alpe beschränkt. Von Bedeutung für die Gliederung der südalpinen Trias ist die innige faunistische Verbindung der Cassianer mit den Raibler Schichten. Die Pachycardientuffe der Seiser Alpe mit ihrer bemerkenswerten Mischfauna stellen einen vollkommenen Übergang zwischen beiden Schichtgruppen her.

Eines der Hauptresultate der Untersuchungen von Stur und der Detailaufnahmen in Südosttirol durch E. v. Mojsisovics ist der Nachweis von zwei Facies innerhalb des Wengen—St. Cassianer Schichtenkomplexes, einer Eruptiv-, Tuff- und Mergelfacies und einer dolomitisch-kalkigen Ausbildung, der die großen Kalk- und Dolomitstöcke dieses Gebietes angehören. Diese Kalk- und Dolomit-Entwicklung, für die E. v. Mojsisovics später den gemeinsamen Namen Schlerndolomit angewendet hat, ist nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden, sondern vertritt bald nur eine, bald mehrere Schichtgruppen zwischen dem Mendoladolomit und den Raibler Schichten.[1]) Südlich von einer Linie, die vom Mahlknechtjoch durch das Durontal über Col Rodella zum Col di Lana verläuft, werden die Buchensteiner Schichten in der Regel von einer mächtigen Kalk- und Dolomitmasse überlagert, deren Ablagerung den großen Eruptionen der Wengener Zeit vorausging. Die Kalke haben an der Marmolata und bei Forno im Fassatale eine Fauna (Zone des *Dinarites avisianus*) geliefert, die einen von jenem der Wengener Fauna abweichenden älteren Charakter trägt. Doch besitzt die Kalk- und Dolomitfacies in dem unmittelbar unter den Raibler Schichten liegenden Niveau eine viel größere Verbreitung als direkt über den Buchensteiner Schichten. Das Übergreifen des Schlerndolomits ist ein so weitgehendes, daß sehr ausgedehnte Partien desselben wie normale Sedimente zwischen den Cassianer und Raibler Schichten liegen und daß eine nicht durch eine Dolomitstufe unterbrochene Schichtfolge von den Wengener bis zu den Raibler Schichten nur selten (Ostseite der Civetta, Umgebung von San Stefano) zur Beobachtung gelangt.

Mit den Cassianer Schichten ist der Höhepunkt in der Spaltung der triadischen Sedimente Südosttirols in eine Tuff-Mergelfacies und eine Dolomitfacies überschritten. Über einer weit verbreiteten Dolomitentwicklung, die den Abschluß der Cassianer Zeit kennzeichnet, folgt nun eine ebenso weit und gleichmäßig verbreitete Ablagerung von litoralem Charakter, die Raibler Schichten (Zone des *Trachyceras Aonoides*). Sie stehen im Alter den nordalpinen Carditaschichten gleich, weisen jedoch in ihrem lithologischen

[1]) Diese Auffassung, der gegenüber E. v. Mojsisovics sich anfangs ablehnend verhielt, ist zuerst von D. Stur auf Grund seiner Untersuchungen in der Umgebung von St. Cassian klar zum Ausdruck gebracht worden. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, XVIII, S. 529.)

Charakter und in ihrer Fauna den letzteren gegenüber einige beachtenswerte Unterschiede auf.[1])

Im Hangenden der Raibler Schichten folgt, wie in den Nordalpen als das mächtigste Glied der Trias, der Dachsteinkalk, der im Südtirolischen Hochland auch die gesamte rhätische Stufe ausschließlich vertritt. Eine dem Hochgebirgs-Korallriffkalk der Nordalpen vergleichbare Riffacies des Dachsteinkalkes ist innerhalb der Südlichen Kalkzone nur in den Julischen und Steiner Alpen nachgewiesen worden.

Eine von der hier beschriebenen einigermaßen abweichende Entwicklung der triadischen Schichtfolge macht sich in dem an das Südtirolische Hochland im S angrenzenden Gebiete von Recoaro bemerkbar. Hier ist die von älteren Autoren als „alpiner Muschelkalk“ bezeichnete Schichtgruppe reicher als an irgend einer andern Stelle in den Südalpen gegliedert, während alle übrigen Triasglieder nur geringe Mächtigkeiten erreichen. Für eine schärfere Parallelisierung der alpinen und germanischen Triassedimente vom Alter des Muschelkalkes bietet diese Region die meisten Anhaltspunkte.

Auf der Westseite der Etsch keilt die Platte des Mendoladolomits allmählich aus und wird in Judicarien durch eine wenig mächtige Schicht schwarzer Kalke (Prezzokalk) vertreten, deren Fauna der Zone des *Ceratites trinodosus* angehört. Unter den Prezzokalken liegt in Judicarien eine dünne Lage von Brachiopodenkalken mit Ammoniten der Zone des *Ceratites binodosus* und unter dieser eine lokal zu sehr bedeutender Mächtigkeit (200—250 *m*) anschwellende Masse petrefaktenarmer Kalke, den Guttensteiner Kalken von Nieder-Österreich vergleichbar und dem Niveau mit *Dadocrinus gracilis* von Recoaro entsprechend. Hier ist somit eine Dreigliederung der anisischen Stufe klar ausgesprochen. Die Reduktion der obertriadischen Horizonte zwischen dem Prezzokalk und dem Hauptdolomit erinnert ebenfalls an die Entwicklung der Trias in der Umgebung von Recoaro. Während im Südtirolischen Hochland die rhätische Stufe nur in der Facies der Dachsteinkalke vertreten ist, sind im Judicarien-Gebiete und in der Lombardei rhätische Schichten über dem Hauptdolomit in besonderer Ausbildung entwickelt.[2]) Sie beginnen mit fossilreichen Kössener Mergeln und gehen nach oben durch eine Wechsellagerung von Mergeln mit Lithodendronkalken und Dolomiten in eine dem Hauptdolomit faciell sehr ähnliche Schichtgruppe (Grenzdolomit) über.

Der Entwicklung der Trias in Judicarien[3]) schließt sich jene in den Lombardischen Alpen zunächst an.[4]) Auch hier fehlt eine dem Mendola-

[1]) Eine monographische Studie über die Raibler Schichten hat S. v. Wöhrmann im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, XLIII, S. 617—768, gegeben.

[2]) T. Nelson Dale: „A study of the Rhaetic strata of the Val di Ledro in the Southern Tirol“ 1876.

[3]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 219—370.

[4]) Insbesondere F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, IX, S. 455ff. Sehr wertvolle Beiträge zur Stratigraphie der Lombardischen und Brescianer Alpen hat E. W. Benecke in seinen „Geognostisch-Paläontologischen Beiträgen“ geliefert.

dolomit entsprechende Dolomitplatte. Der Rifffacies der Wengen-St. Cassianer Schichten entspricht in dieser Region der Esinokalk STOPPANIS, der, wie BENECKE[1]) gezeigt hat, zwischen Buchensteiner Schichten und RaiblerSchichten eingeschlossen ist. Die durch ihren Reichtum an Gastropoden ausgezeichnete Esinofauna ist etwas jünger als jene der Marmolatakalke von Südosttirol.[2]) Nicht vollständig aufgeklärt ist die stratigraphische Stellung der über den lombardischen Esinokalken in bedeutender Mächtigkeit folgenden Mergel und Tuffsandsteine. Während die Mehrzahl der Beobachter jene Bildungen mit Rücksicht auf ihre Bivalvenfauna für echte Raibler Schichten hält,[3]) stellt E. v. MOJSISOVICS[4]) dieselben in das Niveau der Wengener Schichten.

Wenden wir uns von dem Südtirolischen Hochlande nach O, so finden wir in den Friulaner Alpen ein Gebiet, das sich dem oben genannten in Bezug auf die stratigraphische Ausbildung der triadischen Sedimente noch enge anschließt. In der Umgebung von Sappada entspricht die Hauptmasse der mächtigen Riffkalke und Dolomite dem Niveau unter den (bei Granvilla durch ihren Reichtum an Cephalopoden bemerkenswerten) Buchensteiner Schichten.[5]) Bei San Stefano ist über den Raibler Schichten noch die in den Südalpen sonst nirgends paläontologisch nachgewiesene Zone des *Tropites subbullatus* in Mergelfacies entwickelt.[6]) Auch ein Seitenstück zu der Hallstätter Entwicklung der nordalpinen Trias ist in den roten Cephalopodenkalken des Monte Clapsavon vertreten.[7]) Die Fauna ist nach E. v. MOJSISOVICS jene der Zone des *Protrachyceras Archelaus*.[8])

In den an das Friulaner Gebiet östlich anschließenden Julischen Alpen ist die Triasentwicklung durch eine ungewöhnlich reiche Gliederung der Raibler Schichtgruppe und durch das Auftreten von Tuffsandsteinen und Porphyren im Niveau der Buchensteiner Schichten und des Marmolatakalkes ausgezeichnet. Im Raibler Profil zerfallen die Raibler Schichten in zwei durch einen Zwischendolomit getrennte Mergelniveaux, deren tieferes an der Raibler Scharte die Fauna der Raibler Schichten des Schlernplateaus in Südtirol enthält,[9]) während das höhere, die Torer Schichten von SUESS, den Opponitzer Kalken von Nieder-Österreich entspricht.[10]) Das Profil des Kunzengrabens bei Raibl bietet ein schönes Beispiel für das heteropische

[1]) E. W. BENECKE. N. Jahrb. f. Min. 1885, Beil. Bd. III, S. 225.

[2]) E. KITTL. Annalen d. naturhist. Hofmus. Wien, XIV, 1899, S. 206.

[3]) Vergl. insbesondere F. DEECKE, N. Jahrb. f. Min. 1885, Beil. Bd. III, S. 429—521.

[4]) E. v. MOJSISOVICS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 695 u. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VI, 2. T., 1893, S. 820.

[5]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 132.

[6]) G. GEYER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 128 u. 355.

[7]) E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 221.

[8]) E. v. MOJSISOVICS. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. X, S. 311. Durch die neueren Aufsammlungen von MARIANI und TOMMASI ist das Bild der Clapsavon-Fauna nicht wesentlich verändert worden.

[9]) S. v. WÖHRMANN und E. KOKEN. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1892, Bd. XLIV, S. 167—223.

[10]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 59 ff.

Eingreifen der Mergelfacies der eigentlichen Raibler Schichten in die umgebende Riffentwicklung (erzführender Kalk des Königsberges und der Fünfspitzen).[1] Im Triglavstock und in den Steiner Alpen verschmelzen durch das Auskeilen der Mergelbildungen im Raibler Niveau die tieferen Riffmassen des Schlerndolomits und die höheren des Dachsteinkalkes zu einem faciell gleichartigen, keine weitere Gliederung gestattenden Dolomit- und Kalkkomplex.

In dem östlichsten Teile der Südlichen Kalkzone (Fortsetzung des Menina-Plateaus, Gebirgssystem der Save) macht sich in der mittleren und oberen Trias die besondere Faciesentwicklung der **Gurkfelder** und **Großdorner Schichten** (Schiefer und Plattenkalke) geltend.

Wie in den Nordalpen, treten auch in der Südlichen Kalkzone die jüngeren mesozoischen Bildungen den triadischen gegenüber an Bedeutung erheblich zurück. Unter den Ablagerungen der Juraformation besitzen nur jene des Lias und des obersten Jura eine größere räumliche Verbreitung.

In dem Hauptstamme der Südlichen Kalkzone östlich von der Save (Steiner Alpen, Save-System) sind Lias-, Jura- und Kreidebildungen noch nicht bekannt. Dagegen tritt der **Lias** in den Julischen Alpen in ansehnlicher Mächtigkeit und in sehr mannigfaltiger Ausbildungsweise auf. Man kennt ihn hier, insbesondere durch die Arbeiten von Stur,[2] in der Facies pflanzenführender, den Grestener Schichten Nieder-Österreichs vergleichbarer Mergel (Černa Prst), crinoidenreicher Hirlatzschichten (Wochein), schwarzer Hornsteinablagerungen, bunter Cephalopodenkalke und grauer, brachiopodenführender Kalke und Oolithe. Die letztere Entwicklung gewinnt in Friaul die Oberhand und wird im südöstlichen Tirol und den anschließenden Teilen von Venetien östlich vom Garda-See alleinherrschend. Diese Ausbildung des Lias als graue mergelige Kalke, Schiefertone, Oolithe, dolomitische und Crinoidenkalke in einer Facies, die von dem Dachsteinkalk der Hochgebirgsregion nicht wesentlich abweicht, wird mit dem Namen: „**Graue Kalke von Südtirol**" bezeichnet. Das Maximum ihrer Mächtigkeit erreichen die Grauen Kalke im Etschtal (bis 600 *m*). Sie stellen eine Ablagerung seichten Wassers dar. Bei Sospirolo sind ihnen Brachiopodenkalke mit einer Fauna der Oberregion des unteren Lias,[3] bei Longarone unter- und oberliasische Ammonitenkalke,[4] auf der Fanisalpe im Ampezzaner Gebiet mittelliasische Brachiopodenkalke eingelagert, über denen oberliasische Ammonitenkalke liegen.[5] In den Sette Communi und Tredici Communi schalten sich in dem

[1] C. Diener. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 667.

[2] D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, IX. S. 342—344 u. 353.

[3] V. Uhlig. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, LXXX, 1879, S. 259. Diese Fauna ist noch an mehreren Punkten in der Provinz Belluno nachgewiesen worden. (Verh. d. geolog. Reichanstalt 1891, S. 91.)

[4] T. Taramelli. „Monographia stratigraphica e palaeontologica del Lias nelle provincie Venete." Atti Ist. Veneto, ser. V, Vol. v. Appendice.

[5] H. Haas. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887. S. 322; E. Böse u. M. Schlosser, Palaeontographica, XLVI, S. 205.

oberen Teile der Grauen Kalke pflanzenführende Schichten ein, welche die von A. de Zigno beschriebene Flora von Rozzo geliefert haben. Der Charakter dieser Flora hat längere Zeit hindurch zu der irrtümlichen Meinung Anlaß gegeben, daß die Grauen Kalke bereits dem Dogger zufallen. Heute ist ein Zweifel an der Zugehörigkeit derselben zum Lias weder vom stratigraphischen noch vom paläontologischen Standpunkte mehr zulässig.[1])

Die Grauen Kalke gehen in dem Gebirgsland nördlich von Verona und in der Umgebung des Garda-Sees im Hangenden ohne scharfe Grenze in Oolithe und gelbe Kalke über, die von Benecke[2]) als Schichten mit Rhynchonella bilobata bezeichnet wurden. Ihre Mächtigkeit erreicht im Gebiete der unteren Etsch den Betrag von 170 *m*, nimmt aber gegen O rasch ab, so daß sie auf dem Hochplateau der Sette Communi bereits fast ganz fehlen. Diesem Horizont fallen die Brachiopodenschichten von Croce di Segan, die Rhynchonellenschichten des Nonsberges und von Judicarien zu, die daselbst über den Äquivalenten des mittel- und oberliasischen Medolo liegen und bei Tenno von Schichten mit *Hildoceras bifrons*, bei Cap San Vigilio von Oolithen mit der Fauna der *Ludwigia Murchisonae* überlagert werden. Es wird daher auch dieses Niveau von Bittner[3]) und Nicolis[4]) im Widerspruche mit Parona[5]) noch dem oberen Lias zugezählt. Eines der vollständigsten Liasprofile hat G. Dal Piaz[6]) aus der Umgebung von Feltre (Gruppe des Monte Pavione) beschrieben. Auch hier folgen im Hangenden der Oolithe konkordant die Schichten mit *Hildoceras bifrons*, überlagert von roten Kieselkalken mit *Posidonomya cf. Bronni* und von grauen Kalken mit der Fauna der Zone der *Ludwigia Murchisonae* Sow.

Die Liasentwicklung des Etschtales und des Monte Baldo reicht nach W bis an die Tiefenlinie von Ballino.[7]) In der Gaverdina Gruppe und in der ganzen östlichen Lombardei ist der mittlere und obere Lias durch die grauen Ammonitenkalke des Medolo[8]) vertreten. Im westlichen Abschnitt der Lombardischen Alpen überwiegen rote Ammonitenkalke, die bei Erba eine reiche Fauna des oberen Lias geliefert haben, aber auch mittel- und unterliasische Horizonte umfassen.

Die oolithischen Bildungen des Etschtales, deren Hauptmasse nach Bittner noch dem oberen Lias zufällt, reichen in gleicher Facies in den

[1]) Vergl. insbes. M. Neumayr. N. Jahrb. f. Min. 1881, I, S. 207.

[2]) E. W. Benecke: „Über Trias und Jura in den Südalpen.“ München 1866.

[3]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 342; Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 183.

[4]) E. Nicolis: „Note illustrative alla carta geologica della provincia di Verona.“ Verona 1882.

[5]) C. F. Parona: „Sulla età degli Strati à brachiopodi della Croce di Segan.“ Processi verb. Soc. Toscana scienze nat. 1885.

[6]) G. Dal Piaz: „Il Lias nella prov. di Belluno.“ Atti R. Ist. Venet. sc. lett. arti, LVIII. Pte. IIa., S. 579.

[7]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 52.

[8]) Eine Monographie der Medolo-Fauna hat Meneghini in der Paléont. lombarde 4. sér. (1867—1881) veröffentlicht.

Dogger hinauf. Bei Cap San Vigilio am Garda-See klingen die Oolithe nach oben in Schichten aus, die eine reiche Cephalopodenfauna der Zone der *Ludwigia Murchisonae* geliefert haben.[1]) Im Nonsberg entspricht die Fauna der hangenden Crinoidenkalke des Oolithkomplexes der Zone des *Lioceras opalinum.*[2]) Während die oberliasischen Rhynchonellenschichten und die älteren Doggerbildungen in den tieferen Teilen der Etschbucht eine hervorragende Rolle spielen, treten sie in den höheren Teilen der Bucht sehr zurück oder fehlen ganz, z. B. in den Sette Communi oder in dem nördlichen Abschnitt der Nonsberger Mulde. Eine stratigraphische Lücke von verschiedenem Umfang existiert hier in der normalen Folge der Sedimente. Über den Grauen Kalken des Lias liegen in der Regel unmittelbar und nur in isolierten Denudationsresten Schichten mit *Posidonomya alpina*, die von Oppel, Benecke, Jüssen und Haas[3]) den Klausschichten der Nordalpen gleichgestellt, von Parona[4]) als unteres Kelloway angesprochen werden. Bei Zulli in den venetianischen Voralpen sind nach Parona[5]) neben den Äquivalenten der Klausschichten auch Macrocephalenschichten, in den Brachiopodenschichten von Castel Tesino nach Boese und Finkelstein[6]) der mittlere und obere Dogger vertreten.

Eine erheblich größere Verbreitung besitzt der obere Jura. Er erscheint in den Lombardischen Alpen in der Facies von Aptychenschichten in Südtirol und Venetien in der Facies des Ammonitico rosso, dünnbankiger Knollenkalke oder Hornsteinschichten, die die Zone des *Aspidoceras acanthicum* und das Untertithon, an einigen Punkten auch den Transversarius-Horizont vertreten. Zwischen der Ablagerung der Oolithe des Nonsberges und jener des Ammonitico rosso scheinen erhebliche Schwankungen des Meeresspiegels stattgefunden zu haben. Übereinstimmend wird von Vacek[7]) und Finkelstein betont, daß die Tithonschichten im Nonsberg auf ein altes Erosionsrelief der Oolithe übergreifen. In der oberen Etschbucht bildet das Tithon zumeist den einzigen Repräsentanten der oberjurassischen Serie. In einer von dem Untertithon (Diphyakalk) verschiedenen Ausbildung ist das Obertithon durch Kieselkalke und Majolicabänke repräsentiert.[8])

[1]) M. Vacek. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, XII, 1886.

[2]) H. Finkelstein. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1889, S. 49.

[3]) Nach Haas (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 322) entsprechen den Klausschichten die Kalke des Fanisplateaus mit *Rhynchonella Atla.*

[4]) C. F. Parona. Palaeontograph. Ital. Vol., I, 1895.

[5]) C. F. Parona. Rendiconti R. Ist. Lombardo ser., II, Vol. XIV, Milano 1881.

[6]) In den Brachiopodenschichten von Castel Tesino scheinen sehr verschiedene Jurahorizonte vertreten zu sein. Eine von Haas (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885. S. 395) und Bittner (ibid. 1893, S. 184) angenommene Vertretung des Lias wird von Böse und Finkelstein (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1892, S. 265 u. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 239) bestritten.

[7]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 449, 1895, S. 481.

[8]) De Gregorio: „Fossili titonici di Rovere di Velo", Naturalista Siciliano, IV, 1885; Nicolis e Parona, Boll. Soc. geolog. Ital., IV, 1885, S. 58; M. Vacek, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 471.

In Friaul ist das Tithon in der Facies von Nerineenkalken entwickelt, die mit dem Plassenkalk der Nordalpen verglichen werden können.[1])

Im Gebiete der unteren Etsch ist das Tithon mit Bildungen der unteren Kreide stratigraphisch auf das engste verbunden und geht allmählich in diese über. Aus den Majolicabänken des Obertithon entwickeln sich die lichten Mergelkalke des Biancone, einer sehr fossilarmen Bildung, die nicht nur die gesamte untere, sondern wohl auch noch die mittlere Kreide vertritt. Da der Biancone und die konkordant darüber folgende, die obere Kreide repräsentierende Scaglia sich in ihren Mächtigkeitsverhältnissen gegenseitig zu beeinflussen scheinen, so dürften, wie schon Bittner betont hat, beide, wenigstens im unteren Etschgebiete, nicht als fixe Horizonte, sondern als einander teilweise vertretende Faciesbildungen anzusehen sein. In der oberen Etschbucht und im Nonsberg, ferner im ganzen Südtirolischen Hochland und in den Friulaner Alpen nördlich von der Val Sugana-Linie ist der Biancone nicht mehr entwickelt. Isolierte Neocomvorkommen von abweichender Entwicklung (Kieselkalke) befinden sich auf der Puez-Alpe bei Corvara und an einigen Punkten des benachbarten Ampezzaner Gebietes inmitten des Dachsteinkalk-Hochgebirges. Sie liegen konkordant auf den oberjurassischen Schichten. Die Fauna ist jene der Barrêmestufe.[2])

In der ganzen Hochgebirgsregion der Südlichen Kalkzone im Osten der Etsch und nördlich von der Val Sugana-Linie ist nur ein einziges Vorkommen von obercretacischen Bildungen bekannt. Es befindet sich am Col Becchei im Ampezzaner Gebiet und besteht aus einer 70 *m* mächtigen Anhäufung von Quarzconglomeraten, die an die Augensteinconglomerate des Dachsteins erinnern.[3]) Die Beziehungen dieses räumlich sehr beschränkten, in seinem Auftreten an die große Villnösser Bruchlinie geknüpften Conglomerats zum Grundgebirge sind noch nicht hinreichend klargestellt.

Im Etschbuchtgebirge sowie in der an das Südosttirolische Hochland im S sich anschließenden Faltungszone ist die obere Kreide durch die roten und weißen Mergel der Scaglia vertreten. Nur in den oberen Teilen der Etschbucht tritt nach Vacek die Scaglia auf ältere Gesteine übergreifend auf. Sonst liegt sie überall konkordant auf dem Biancone und ist von diesem in der Regel nicht scharf zu trennen. Diese lückenlose Entwicklung der Kreide steht in schroffem Gegensatze zu den Verhältnissen in den Nordkalkalpen, wo zwischen den Gosaubildungen und allen älteren Schichten die schärfste, in der ganzen Nördlichen Kalkzone überhaupt bekannte Diskordanz hindurchläuft. Das Etschbuchtgebirge, die Vicentinischen und Lessinischen Alpen sowie die schmale Zone intensiver Faltung am Südrande des Südosttirolischen Hochlandes und der Friulaner Alpen schließt

[1]) G. Pirona. Mem. R. Istit. Veneto, di scienze, lett. ed arti, XX, 1878. (Fauna von Polcenigo).

[2]) V. Uhlig. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. 37, 1887, S. 69; E. Haug, ibid. S. 245—281.

[3]) E. v. Mojsisovics: „Die Dolomitriffe von Südtirol etc.", S. 288.

sich in dieser Richtung viel mehr der Flyschzone als der Kalkzone der Nordalpen an, wenn auch die facielle Ausbildung der Kreidesedimente in beiden Regionen eine verschiedene ist. Die Entwicklung der Kreide in den Lombardischen Alpen weicht von jener in der Etschbucht insbesondere durch das Auftreten von flyschähnlichen Gesteinen ab, doch herrscht auch hier volle Konkordanz der Lagerung von der untercretacischen „Majolica“ bis zu den obersenonen Scagliamergeln mit *Belemnitella mucronata*.

Aus der Biancone-Scaglia-Facies entwickelt sich in Venetien und Friaul, gegen O fortschreitend, allmälich die Facies der Rudistenkalke des Karstgebietes. Der Facieswechsel macht sich am deutlichsten in der Umgebung des Lago di Santa Croce geltend. Am Col dei Schiosi erscheinen hier Caprinidenkalke mit einer Fauna des oberen Cenoman. Ein zweiter, älterer Caprinidenhorizont tritt bei Tarcento unter den Schichten mit der Schiosi-Fauna hervor. Ein sehr mächtiger Komplex gegen W riffförmig endender fossilreicher Rudistenkalke schaltet sich östlich vom Piave an der Basis der Scaglia ein, die hier nur noch das Obersenon repräsentiert. Diese Rudistenkalke enthalten die von der Schiosi-Fauna gänzlich verschiedene Fauna von Calloneghe, die Futterer dem Oberturon, G. Böhm dem Untersenon zuweist.[1]) Schon in der Gruppe des Monte Cavallo ist der Biancone ausschließlich durch Hippuritenkalke vertreten. In Friaul gewinnen auch die oberen Hippuritenkalke auf Kosten der Scaglia derart an Mächtigkeit, daß östlich vom Tagliamento das Eocän denselben direkt auflagert.

In den Vicentinischen und Lessinischen Alpen folgt über der Scaglia ohne jede Lücke in der Sedimentbildung das Tertiär. Eocän, Oligocän und das untere Miocän sind hier in einer angeblich regelmäßigen Aufeinanderfolge teils mariner teils Süßwasserabsätze entwickelt, so daß in diesem Teile der Südalpen eine kontinuierliche, durch keinerlei Diskordanz unterbrochene Schichtfolge vom obersten Jura bis zum Miocän vorzuliegen scheint.[2]) Auf die Gliederung der durch gewaltige vulkanische Ausbrüche charakterisierten Tertiärbildungen näher einzugehen, wird sich bei der Detailbeschreibung des vicentinischen Gebietes Gelegenheit geben. In die Hochgebirgsregion von Südosttirol und Friaul greift das Eocän nirgends ein. In der Umgebung des Garda-Sees, bei Trient und auch im Nonsberg kommen untereocäne Mergel und Nummulitenkalke, und zwar stets im engsten stratigraphischen Verbande mit der unterlagernden Scaglia noch in Denudationsrelikten vor. Östlich von der Save und dem Kessel von Laibach dringen tertiäre Meeres- und Süßwasserbildungen, älteren Senkungsbrüchen folgend, tief in den Körper des Hauptstammes der Südalpen ein. Allein hier fehlt die gesamte

[1]) Vergl. insbesonders G. Böhm. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1885, Bd. 37, S. 545 u. 1897, Bd. 49, S. 161; K. Futterer, Pal. Abh. von Dames u. Kayser, VI, 1892. Heft 1, u. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1893, XL, S. 847.

[2]) Die von Oppenheim (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XLVIII, 1896, S. 27—152) angenommene Lücke zwischen der Priabona-Stufe und den Ronca Schichten wird von Bittner (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 335) verworfen.

Kreide und das Eocän und die Transgression beginnt mit oligocänen Meeres- oder Brack- und Süßwasserbildungen. In dieser Region erscheint noch das ganze Miocän mit Einschluß der sarmatischen Stufe an dem Bau des Gebirges beteiligt und von den jüngsten tektonischen Bewegungen mitbetroffen.

Im Inneren des Hochgebirgsteiles der Südlichen Kalkzone findet sich marines Miocän diskordant auf älteren Schichten an zwei Stellen: in der Wochein und im Gebiete der Val Sugana zwischen Barco und Pieve Tesino.

Die dem Flußgebiete des Po zugekehrte Innenseite des westalpinen Gebirgsbogens ist schon von B. Studer als der Bruchrand eines Senkungsfeldes erkannt worden, das heute von der piemontesischen und lombardischen Tiefebene bedeckt ist. Gastaldi hat zuerst darauf hingewiesen, daß der Verlauf dieses Bruchrandes keineswegs mit dem Streichen des Gebirges übereinstimmt, sondern das letztere unter einem spitzen Winkel schneidet, so daß man dem Innenrande der Alpen entlang von dem Austritte der Dora Riparia in die Poebene bis zum Lago Maggiore durch eine Reihe verschiedenartiger, sich keilförmig ausspitzenden Gesteinszonen bis an das Gebiet der Südlichen Kalkzone der Ostalpen gelangt. Diese Zone beginnt an dem Südrande des kristallinischen Massivs der Vier Seen mit vereinzelten Hügelgruppen aus mesozoischen Bildungen, die von einer mächtigen Decke permischer Porphyre unterlagert werden.

Erst vom Lago Maggiore ostwärts gewinnt der schmale WO streichende Gürtel mesozoischer und alttertiärer Ablagerungen am Südrande der kristallinischen Zone des Veltlin einige Bedeutung. Die Grenze zwischen dem mesozoischen Gebirge, das in seinen physiognomischen Verhältnissen den Charakter der Kalkalpenlandschaft zum Ausdruck bringt und dem kristallinischen Hauptstamme der Lombardischen Alpen, in den das große Längental der Adda sich einschneidet, ist lediglich eine Denudationsgrenze und keine tektonische Linie.

Dieses Kalkgebirge bildet eine im allgemeinen nur mäßig gefaltete Sedimenttafel. Intensive Faltungen beziehungsweise aus solchen hervorgegangene Überschiebungen sind in dieser Region zumeist aber keineswegs ausschließlich auf den Rand des Gebirges gegen die lombardische Ebene beschränkt. In meiner Darstellung des Gebirgsbaues der Westalpen habe ich diesen Typus der Struktur der lombardischen Kalkalpen unter Zugrundelegung der älteren Arbeiten von F. v. Hauer, C. v. Gümbel und E. W. Benecke ausführlich beschrieben.[1] Es mag daher an dieser Stelle ein Hinweis auf die neueren Untersuchungen von Schmidt, Philippi, Deecke und Baltzer genügen, durch die die Ergebnisse der Beobachtungen der oben genannten Forscher bestätigt und in manchen Punkten vervollständigt werden.

Österreichischen Boden betretend gelangen wir in das Gebiet innerhalb der Judicarienlinie, der größten zusammenhängenden Störungslinie in

[1] C. Diener: „Gebirgsbau der Westalpen", S. 145—148.

den Südalpen. Von der Laugenspitze im Ultental bis zum Sattel von Roncone bildet dieser Bruch die Grenze zwischen der Zentralzone und der mesozoischen Region der Etschbucht; bei Roncone tritt er in die Kalkzone selbst ein. Damit erlischt der landschaftliche Kontrast in der Physiognomie der beiden aneinander stoßenden Gebirgsteile. Aber der Bruch selbst bleibt auch weiterhin sehr scharf. Während von W her die triadischen Sedimente in großen Bogenstücken sich gegen die Sohle des Judicarientales hinabneigen, ist die östlich angrenzende Schichtmasse zumeist durch senkrechte oder gar überkippte Lagerung der einzelnen Formationsglieder charakterisiert. Bei Lodrone wird die Judicarienlinie von einer WO streichenden Bruchlinie rechtwinkelig geschnitten, die in Val Trompia den Charakter eines Längsbruches annimmt, während die Judicarienlinie als ein Querbruch in das Becken des Lago d'Idro fortsetzt.[1])

Durch das tiefe Eindringen der Judicarienlinie in den Körper der Ostalpen erlangt die bisher auf einen schmalen Gürtel des kristallinischen Gebirges beschränkte Südliche Kalkzone im Etschbuchtgebiete eine sehr bedeutende Breite, die jene der Nördlichen Kalkzone erheblich übertrifft. Innerhalb dieser Region der Südlichen Kalkzone lassen sich zwischen dem Judicarienbruch und dem Senkungsfelde von Laibach drei tektonische Elemente unterscheiden, die durch eine mächtige Aufwölbung älterer Gesteine, den Porphyrschild von Bozen und den kristallinischen Aufbruch der Cima d'Asta geschieden werden. Das erste dieser Elemente liegt im W der Etsch, eingekeilt zwischen dem Ostrande der Zentralzone am Judicarienbruch und dem Westrande des Bozener Porphyrschildes. Es ist das Etschbuchtgebirge, aus Falten bestehend, die im Sinne der Judicarienlinie NNO streichen. Man kann es als Judicarische Faltungszone bezeichnen. Eine zweite Region intensiver Faltung folgt dem Südrande des kristallinischen Aufbruches der Cima d'Asta. Diese Venetianische Faltungszone läßt sich weit über das Ostende des Asta-Massivs hinaus entlang einer Störungslinie verfolgen, die als eine wahre „Frattura periadriatica“ aus dem Gebiete der Val Sugana bis an den Isonzo reicht. In dem Gebirgslande an der unteren Etsch zwischen Rovereto, Verona und Vicenza treten das judicarische und venetianische Faltensystem mit einander in Verbindung, indem die Brüche dem ersteren, die Faltungen dem letzteren folgen. In der dreieckigen Gebirgsscholle des Vicentinischen Berglandes, dessen Spitzen durch die Punkte Verona, Schio, Battaglia bezeichnet werden und die bereits außerhalb der judicarischen und venetianischen Region intensiver Faltungen liegt, herrscht eine relativ wenig gestörte Lagerung. Das dritte tektonische Grundelement der Südlichen Kalkzone umfaßt den Hauptstamm der letzteren im O der Etsch, vom südtirolischen Hochland bis zu den Julischen Alpen. Die mesozoischen Ablagerungen dieser Region liegen im W auf den Aufwölbungen des Bozener Porphyrschildes und des Asta-Massivs wie auf einer flachen

[1]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 220 u. 361.

Schüssel. Für die Struktur derselben sind große Verwerfungsbrüche maßgebend, während die Intensität der Faltung hier im Vergleiche zu dem Etschbuchtgebirge und der Venetianischen Voralpenzone zurücktritt. Der Kontrast ist von ähnlicher Art, wie zwischen der Hochgebirgszone und der Voralpenzone in dem östlichen Abschnitte der Nördlichen Kalkalpen. Doch bestehen in der geologischen Geschichte der beiden letzteren Regionen keineswegs so tief greifende Verschiedenheiten, als zwischen dem Südtiroliсhen Hochlande und der Venetianischen Faltungszone, die zu einander ungefähr in dem gleichen Verhältnisse wie Kalk- und Flyschzone der Nordalpen stehen.

Wir betrachten zunächst jene Teile des Etschbuchtgebirges zwischen Judicarien und dem Garda-See, deren Bau durch die Untersuchungen von Bittner[1]) bekannt geworden ist.

Geht man vom Rande des Adamellostockes oder der Maniva-Gneismasse über die Linie Val Trompia-Judicarien hinaus, so gelangt man sogleich in eine Region regelmäßiger, starker gegen OSO und SO gerichteter Faltungen. Das lombardische WO-Streichen schwenkt zwischen dem Lago d'Idro und dem Garda-See in ein NO, später NNO gerichtetes Streichen um, das von der Gaverdinakette an im ganzen Etschbuchtgebirge das vorherrschende wird. Entlang dem Judicarienbruch von Condino bis Roncone und an der Val Trompia-Linie von Lodrone bis Collio stehen die Schichten senkrecht oder sind schwach überkippt. Dann folgt eine scharfe Synklinale und gegen das Gebirge nach N, NW und WNW gerichtetes Einfallen der verschiedenen Triasglieder. Dieses Einfallen bleibt bis zum Außenrande des Gebirges das herrschende. Die Grenzlinien zwischen den einzelnen longitudinalen Gebirgsschollen sind in der Regel wirkliche Faltenbrüche, Überschiebungen, deren Entstehung auf eine Zerreißung liegender Falten zurückgeführt werden kann. Diese Überschiebungen sind stets gegen den Außenrand des Gebirges, also südlich von der Val Trompia-Linie gegen S, im Gaverdinagebirge gegen OSO gerichtet. Querstörungen unterbrechen und verschieben vielfach gegen einander die einzelnen Längsschollen. Einer der auffallendsten Querbrüche fällt mit dem Val Ponticello zusammen. Ein Hinweis auf die Profile Bittners würde genügen, die Existenz eines ebenso regelmäßigen Faltenbaues in diesem Teile der Südlichen Kalkzone wie in den Lechtaler Kalkalpen Nordwesttirols darzutun und die Unhaltbarkeit einer Erklärung derartiger Falten als Flexuren oder Senkungserscheinungen im Gegensatze zu den echten Falten der Nordalpen ersichtlich zu machen.

Eine sehr eigentümliche, unregelmäßige und komplizierte Störung von transversalem Charakter ist die Tiefenlinie Riva—Ballino, zu deren beiden Seiten verschiedenartig gebaute Gebirgsstücke aneinanderstoßen. Nach Bittners Untersuchungen muß diese Störung schon vor der Ablagerung der liasischen Schichten in irgend einer Form existiert haben, da sie für diese

[1]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, XXXI, S. 219—370 u. 1883, S. 405—441. Vergl. auch Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 408.

die Rolle einer heteropischen Grenze spielt. Die lombardische und veronesische Ausbildung der Lias- und Juraablagerungen stoßen an dieser Linie in ganz unvermittelter Weise an einander.[1])

Die orographische Gliederung dieser Region ist eine sehr verwickelte und unregelmäßige. Der Kettentypus ist keineswegs so ausgesprochen, wie man es in Anbetracht der intensiven Faltung erwarten sollte. Der raschen allgemeinen Abdachung gegen die Ebene und den Garda-See entsprechend, herrschen Quertäler vor. Als Längentäler im tektonischen Sinne müssen Judicarien und Val Trompia, nicht aber Lago d'Idro und Val Ampola gelten. Der Streichrichtung der judicarischen Falten folgt auch die tiefe Depression des unteren Sarcatales mit dem Becken des Garda-Sees. Die Beziehungen des Garda-Sees zu dem umgebenden Gebirge sind daher ganz andere als jene des Lago Maggiore oder Lago di Como trotz des ausgesprochenen Parallelismus in der Richtung der Hauptaxe. Für den physiognomischen Charakter der meist stockförmigen höheren Gebirgsteile, die in der Gaverdina-Gruppe (Monte Cadria) bis zu 2250 *m* ansteigen, sind der Hauptdolomit und die Grenzdolomite der rhätischen Stufe maßgebend.

Der durch SSW—NNO streichende schiefe Falten und deren weitere Entwicklungsstadien, Faltenbrüche und Überschiebungen gekennzeichnete Bau der judicarischen Faltungszone greift nach O über den Garda-See hinüber. Die beiden Ketten des Monte Baldo reihen sich den judicarischen Falten als durchaus gleichartig an. Zwei große Überschiebungsbrüche, von denen der eine in gewaltiger Höhe über den Tertiärbildungen noch einmal den Hauptdolomit zu Tage bringt, erweisen sich als hervorgegangen aus der Zerreißung von schiefen Falten, wobei der westliche Flügel über den östlichen geschoben wurde. An dem südlichen Gehänge des Baldo-Hauptkammes aber geht, wie BITTNER[2]) gezeigt hat, das judicarische Streichen allmählich in ein WO gerichtetes über und die flach NW fallenden Schichten des Hauptkammes richten sich zu einer steilen, gegen S überkippten Stellung auf.

Der an das hier geschilderte Gebiet im N sich anschließende Abschnitt des Etschbuchtgebirges ist insbesondere durch die Arbeiten von BENECKE und VACEK bekannt geworden. Hier liegt die schmale Zone des mesozoischen Gebirges wie in einem Graben zwischen der Judicarienlinie und dem Westrande des Porphyrschildes von Bozen. Dadurch, daß die Einflußbereiche des Adamello- und Asta-Massivs, sich in dieser Region am meisten einander nähern, wird, wie VACEK[3]) betont, die große tektonische Komplikation der letzteren bedingt.

Zwischen dem Westrande der Cima d'Asta-Masse bei Trient und dem

[1]) A. BITTNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 52.

[2]) A. BITTNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 396—402. Vergl. auch E. NICOLIS: „Note illustr. alla carta geolog. della Provincia di Verona", Verona 1882 S. 118—122.

[3]) M. VACEK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 467.

Judicarienbruch beobachtete VACEK[1]) drei große, NNO—SSW streichende Hauptfalten, denen die Ketten der Brenta, des Monte Gazza und des Orto d'Abramo entsprechen. Die Brenta-Gruppe, ein mächtiges, flach gespanntes Tonnengewölbe, dessen NO-Ende durch eine meridional streichende Verwerfung schief abgeschnitten wird, fällt in mehreren Wellenstufen ostwärts zu der Synklinale des Molveno-Sees ab. Der Westfuß der Gruppe läuft parallel der Judicarienlinie, der entlang der Hauptdolomit auf eine lange Strecke unmittelbar an den kristallinischen Gesteinen des Nambrone-Stockes abstößt.[2]) Dieser Linie entspricht der breite Sattel des Campo Carlomagno, auf ihm liegt das Hospiz Madonna di Campiglio, im XII. Jahrhundert zum Schutze und Unterhalt der Wanderer begründet, heute eine der besuchtesten Hochgebirgsstationen von Südtirol.

Das formengebende Element in der Brenta-Gruppe ist der geschichtete Hauptdolomit, dessen Mächtigkeit bis auf 1200 *m* ansteigt.[3]) Aus ihm hat die Erosion jene phantastischen, tausendfach gebänderten, teils scharf zugespitzten, teils von zierlichen Firnhauben gekrönten Felsbauten herausmodelliert, die FRESHFIELD in seinen „Italian Alps" als die Wunder der Dolomitenwelt pries. In der Tat steht, was die Mannigfaltigkeit und Formenschönheit der Berggipfel betrifft die Brenta-Gruppe keiner Gebirgsgruppe des Südosttirolischen Hochlandes nach. Einer der Felspfeiler, die von dem Kulminationspunkte der Gruppe, der Cima Tosa (3176 *m*) nach N vorspringen und den man durch einen besonderen Namen, Crozzon di Brenta, ausgezeichnet hat ist wohl die kühnste und schroffste Berggestalt in den gesamten Kalkalpen. FRESHFIELD vergleicht ihn mit dem Matterhorn und sagt von ihm, er vereinige die edle Festigkeit des Schweizer Berges mit der eigentümlich aufstrebenden Struktur, die dem Dolomit die merkwürdige Ähnlichkeit mit menschlichen Bauwerken verleihe. Der Reiz der Hochgebirgsszenerie wird noch vermehrt durch den Kontrast zwischen den die Gruppe im N und S umtiefenden Tälern, obwohl der Höhenunterschied zwischen Cles und Stenico kaum 10 *m* beträgt. „Im Nonsberg fruchtbarer Talboden mit sanft ansteigenden, tannenbewaldeten Hügeln; in Stenico üppige Wein-, Mais- und andere Getreidekultur auf breiter, bevölkerter Bergterrasse, mehr als 200 *m* über dem engen Bett der Sarca, die scheinbar durch die Grundfesten des Gebirges ihren Weg eigenmächtig durchgebrochen hat."[4])

Auf die Synklinale von Molveno folgt die zweite Hauptantiklinale im Zuge des Monte Gazza (1990 *m*) und Monte Paganella (2124 *m*). Dieser Zug besteht aus einer gleichmäßig nach SO überschlagenen Falte, die von drei meridional verlaufenden Brüchen durchsetzt wird. Die Fortsetzung der westlichsten dieser drei Verwerfungen ist es, die das nordöstliche Ende des

[1]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 157—162.

[2]) M. VACEK. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 200—215.

[3]) Doch ist auch die Mächtigkeit des Schlerndolomits hier schon viel bedeutender als in Judicarien (nach VACEK 500—600 *m*).

[4]) E. T. COMPTON. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver., XV, 1884, S. 215.

Brentagewölbes schief abschneidet und in ihrem weiteren Verlaufe mit dem Westrande des Nonsberges zusammenfällt. Die breite Mulde des Nonsberges ist die tektonische Fortsetzung der Synklinale von Molveno. Dem Zuge des Monte Gazza entspricht auf dem linken Ufer des Noce die mächtige triadische Sedimentdecke, deren Schichtenkopf in dem Zuge der Mendel gegen N abbricht. Diese Sedimentdecke, in der der Schlerndolomit zu so bedeutender Mächtigkeit anschwillt, daß die beiden das Becken von Bozen überragenden breitbasierten Riffmassen der Mendel und des Schlern einander vollständig entsprechen, ist in mehrere sekundäre Falten gelegt, deren Streichen mit der Längsrichtung der Bucht übereinstimmt und die auf der Südostseite den steileren Schenkel zeigen. Eine große, am Ostfuße des triadischen Schichtenkopfes durchlaufende Störung zwischen Vigo und Tramin bedingt die Entstehung der tiefer liegenden Terrasse von Graun und Fennberg. Eine zweite kleinere Störung kreuzt den südlichen Abhang des Trudentales bei Neumarkt.[1]

Den kompliziertesten Bau zeigt die östlichste Falte, der Zug des Orto d'Abramo bei Trient, der die tektonische Fortsetzung des Monte Baldo darstellt. Er fällt bereits in das Interferenzgebiet der judicarischen und lessinischen Faltungen. Die Hauptwelle des Orto d'Abramo-Zuges besitzt noch im Monte Bondone (2090 *m*) das judicarische Streichen und ist wie die Falten des Etschbuchtgebirges gegen O überkippt. Bei Trient biegt die Falte des Orto d'Abramo nach O um, übersetzt die Etsch und bildet auf deren linkem Ufer die Welle des Monte Celva. Bei dieser bogenförmigen Drehung der Falte aus der NNO- in die O-Richtung wechseln allmählich die beiden Schenkel derselben ihre Rolle. „Die Welle wird also im Verlaufe der Bogenwendung aus einer südöstlich überkippten zu einer nordwärts blickenden oder sie nimmt eine andere Form an in dem Maße, als sie aus dem Stauungsbereiche des Adamello in jenen des südwestlichen Ausläufers der Cima d'Asta-Masse gerät.“ Der nordwärts überkippten Welle des Monte Celva steht im Monte Calis eine im entgegengesetzten Sinne, nach SSW überschlagene Falte gegenüber. Weiter am Abhange zwischen Lavis und Neumarkt ist der Westrand des Cima d'Asta-Massivs und des Bozener Porphyrschildes von Falten des triadischen Sedimentgebirges begleitet, die teils senkrecht stehen, teils nach NW und W überkippt sind, also den judicarischen Falten des Etschbuchtgebirges bei gleicher Streichrichtung entgegenblicken.

„So verwirrend auf den ersten Blick alle diese Verhältnisse sind, sie werden sehr übersichtlich und einfach, wenn man sich die allgemein zutreffende tektonische Regel vor Augen hält, daß die Wellen immer nach der dem Stauungshindernisse entgegengesetzten Richtung überkippt erscheinen oder von dem Stauungshindernisse wegblicken.“[2]

---

[1] M. Vacek, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, 431–446.

[2] M. Vacek, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 161.

Die Hauptfalte des Orto d'Abramo-Zuges im Monte Bondone ist nicht die einzige, die in bogenförmiger Krümmung aus dem judicarischen in das venetianische Streichen übergeht. Eine zweite NO streichende Falte, jene des Monte Bastornada bei Rovereto, überschreitet nördlich von Calliano das Etschtal und beschreibt ebenfalls einen Bogen, ohne indessen windschief zu werden, indem der Ost- beziehungsweise Südschenkel der Falte diesseits und jenseits der Etsch in dem gleichen Sinne, nämlich nach der konkaven Seite des Bogens überkippt ist. Dieser Unterschied gegenüber der Bondone-Welle wird durch die Tatsache bedingt, daß die erstere im N, die Bastornada-Welle dagegen im S des keilförmig gegen W vorspringenden Massivs der Cima d'Asta verläuft.

Gegen SSW senkt sich die Falte des Orto d'Abramo mit einer steilen Knickung im Streichen gegen die tiefe Senke des Loppiotales, die eine bequeme Verbindung zwischen dem Kessel von Rovereto (Val Lagarina) und der Sarca-Ebene schafft und den Orto d'Abramo-Zug von seiner tektonischen Fortsetzung, dem Monte Baldo, trennt. In der Synklinale des unteren Sarcatales gelangen noch jüngere Bildungen als die obercretacische Scaglia und das damit in engem stratigraphischen Verbande stehende Eocän zur Entwicklung. Am Monte Brione bei Riva hat zuerst Gümbel[1]) die unteroligocänen Clavulina Szaboi-Schichten nachgewiesen. Seither sind sie zusammen mit Äquivalenten der jüngeren Castelgomberto-Stufe von Vacek[2]) an verschiedenen Punkten der Umgebung von Arco beobachtet worden. Von demselben Beobachter wurden am Monte Brione und in der Mulde von Loppio (Ronzo) auch die vicentinischen Schioschichten konstatiert.[3]) Auch in der Mulde des Nonsberges sind fossilreiche Clavulina Szaboi-Schichten entwickelt.[4])

Der Etschfluß bildet nicht die Grenze zwischen den Falten der judicarischen und lessinischen Richtung. Noch jenseits der Etsch unterhalb Peri findet sich in der Kniefalte des Monte Pastello und Monte Pastellette eine den Falten des Monte Baldo entsprechende Parallelstörung. Diese NNO streichende Kniefalte biegt in die WO gerichtete Kniefalte des Corno d'Aquiglio um, deren südwärts gerichtete Steilabstürze den Rand der Lessinischen Berge gegen das veronesische Mittelgebirge bilden.[5]) Fast geradlinig strömt die Etsch von Branzoll aus dem Herzen des Gebirges bis an dessen Fuß bei Domegliara. Das breite, mit gewaltigen Schuttmassen erfüllte Tal ist gleichwohl in tektonischer Beziehung nichtsweniger als einheitlich. Nur zwischen Neumarkt und Lavis entspricht es einem echten Längstal, das dem Streichen der Schichten folgt. Zwischen Trient und Ala wechselt wiederholt der Charakter seiner Beziehungen zu den Falten des Etschbuchtgebirges. Im Sinne der judicarischen Falten eingesenkt, schneidet es diese

[1]) C. W. v. Gümbel. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch., XXVI, 1896, S. 589.
[2]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 198.
[3]) Vergl. F. Schaffer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, 49. Bd., S. 659.
[4]) R. Schubert. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 79.
[5]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 365.

dort, wo sie bogenförmig in die venetianische Streichrichtung übergehen. Dieses Talstück weicht schon in seinem landschaftlichen Charakter von der nördlich sowohl als südlich anschließenden Talstrecke auffallend ab. „Aus der Gegend von Trient und besonders von Matarello abwärts bis Calliano hat das Etschtal den Charakter einer breiten Schlucht, indem die Hänge zu beiden Seiten sich zumeist unmittelbar aus dem ebenen Talboden in Form von steilen, kahlen Felsen zu bedeutender Höhe erheben. Den gleichen Charakter eines Durchbruchtales zeigt auch die Strecke abwärts von Serravalle gegen Ala und Avio. Hingegen ist das zwischenliegende Talstück von oberhalb Volano bis unterhalb Marco insofern von auffallend abweichendem Aussehen, als hier die Hänge sich allmählich stufenartig aus der breiten Talsohle erheben, das Tal sich an dieser Stelle breit, kesselartig zum Val Lagarina erweitert. Die terrassierten Hänge tragen viel Kulturboden, auf dem sich zahlreiche Ortschaften und Weiler angesiedelt haben."[1]) Das Zentrum dieses Kessels ist die Stadt Rovereto. Sehr auffallend ist der Gegensatz der den Kessel von Val Lagarina flankierenden Höhen. Während im O wenig geneigte Lagerung vorherrscht und die durch eine Reihe von Gießbachschluchten zerschlitzte Landschaft im allgemeinen Plateaucharakter besitzt, zeigen die Höhen auf der Westseite ausgesprochenen Kettentypus. Am Ostabhange des Monte Baldo ist noch einmal ein großer judicarischer Längsbruch für den Verlauf des Etschtales bestimmend. Von da ab jedoch folgt das Streichen des Gebirges bis zu dessen Südrande jenem der Lessinischen Alpen und in der Tat trägt die kurze Schlucht der Veroneser Klause, in der die Etsch aus dem Mittelgebirge in die Tiefebene tritt, auch physiognomisch durchaus den Charakter eines Quertales.

Von Brescia über Cap San Vigilio am Garda-See und Verona bis gegen Este am Fuße der Euganeischen Berge wendet sich der Rand der Südlichen Kalkzone gegen die Poebene aus WO über OSO allmählich mehr und mehr gegen SO, als würde das Streichen des Alpenrandes in die dinarische Richtung einschwenken. Bis Battaglia ist dieser Rand des Gebirges im großen Ganzen ein natürlicher, der mit dem Schichtstreichen übereinstimmt. Bei Battaglia hört dieser natürliche Rand auf. Ein von SO nach NW verlaufender Bruch schneidet die alpinen Falten unter einem spitzen Winkel und läßt den Südrand des Gebirges bis Schio um 60 *km* nach N zurücktreten. Im Osten der großen Bruchlinie Battaglia—Schio ist die Fortsetzung der Sedimentgesteine, die das veronesische und vicentinische Mittelgebirge zusammensetzen, unter die Venetianische Tiefebene hinabgesunken.

Das dreieckige Gebirgsstück zwischen der Etsch, dem Gebirgsrande von Verona und Battaglia und dem Schiobruch besitzt einen verhältnißmäßig einfachen Bau. Das tiefste Schichtglied sind die Grauen Kalke des Lias mit den pflanzenführenden Einlagerungen von Rozzo und Rovere di Velo. Darüber folgen Bilobata-Schichten, vereinzelte Denudationsreste von

[1]) M. Vacek, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 185.

Ablagerungen des Braunen Jura, in größerer Verbreitung Ammonitico rosso, Tithon, Biancone und Scaglia, endlich älteres Tertiär. Die vicentinischen Tertiärbildungen sind durch einen außerordentlichen Petrefaktenreichtum und den tropischen Charakter ihrer Faunen ausgezeichnet, so daß es schwer hält, die mitteleuropäischen Äquivalente jedes einzelnen Horizonts im Pariser und Mainzer Becken festzustellen. Durch die Einschaltung von Lavaströmen und Tuffen wird ihre Mannigfaltigkeit noch gesteigert.

Für die Gliederung der vicentinischen Tertiärbildungen sind in erster Linie die Arbeiten von E. Suess,[1]) Bayan,[2]) E. Hébert und Munier-Chalmas[3]) maßgebend geworden. Für den Zweck meiner Darstellung mag es genügen, eine kurze Übersicht der einzelnen Stufen oder Gruppen (im wesentlichen nach Suess) zu geben.

Die eocänen Ablagerungen beginnen mit einer eruptiven Bildung, den roten Tuffen von Spilecco, die unmittelbar auf der Scaglia aufruhen. Die zweite Hauptgruppe besteht aus einem mannigfaltigen Wechsel von Basaltdecken, Tuffen und Kalksteinbänken, deren oberstes Glied der Hauptnummulitenkalk von Ronca darstellt. In diese Gruppe gehören die Fischschiefer des Monte Bolca, die Alveolinenkalke des Monte Postale, die pflanzenführenden Schiefer von Novale, die Tuffe von San Giovanni Ilarione, deren Fauna Hébert dem Grobkalk des Pariser Beckens gleichstellt, die Schichten des Monte Pulli und die Tuffe von Ronca mit *Strombus Fortisii*. Über dem Hauptnummulitenkalk folgt die mächtigste Eruptivbildung des vicentinischen Tertiärgebietes, der Basaltstrom des Monte Faldo, begleitet von Süßwasserbildungen mit der Palmenflora des Monte Vegroni. Auf dem Faldostrom oder wo dieser fehlt direkt auf dem Hauptnummulitenkalk liegen die Mergel von Priabona, deren Stellung gegenwärtig lebhaft umstritten wird. Während die Mehrzahl der Forscher diese Gruppe ins Obereocän stellt, nimmt Oppenheim[4]) zwischen den Nummulitenkalken von Ronca und den Priabona-Schichten eine Lücke an und schreibt den letzteren ein oligocänes Alter zu.

Auch die stratigraphische Stellung der nächsten Gruppe, die jedoch bereits zweifellos dem Oligocän zufällt, ist nicht klar fixiert. In diese Gruppe werden von Suess mehrere nur im Osten der Schio-Linie, in der Marostica entwickelte Glieder gestellt, so die Korallenbänke von Crosara, die Tuffe von Sangonini

[1]) E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 58. Bd., 1868, S. 265.

[2]) Bayan. Bull. Soc. géol. 2. sér., T. XXVII, 1870, S. 463.

[3]) M. Munier-Chalmas. „Etude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin", Paris 1891.

[4]) P. Oppenheim. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 27—152. Oppenheim stellt die Fauna von Grancona an der Basis der Priabona-Schichten gleich der oberen Nummuliten-Formation der Westalpen, über deren Äquivalenz mit Obereocän oder Unteroligocän die Meinungen sehr geteilt sind. Mit dem „transgredierenden Komplex der Priabona-Schichten" parallelisiert er die tieferen Schichten von Oberburg, die Mergel von Polschitza, das Oligocän des Feistritztales, die jüngeren Mergel von Reichenhall, die marinen Schichten von Häring und Reit im Winkel.

und die Sandsteine von Laverda. FUCHS[1]) dagegen ist der Ansicht, daß all diese Schichten nur Facies der Stufe von Castelgomberto im vicentinischen Tertiärgebiete seien. Diese Stufe, die SUESS für jünger als die eben genannten Schichten in der Marostica hält,[2]) ist das wichtigste und fossilreichste Glied des vicentinischen Oligocäns. Riffbauende Korallen spielen in derselben eine große Rolle. Die Tätigkeit der Basaltausbrüche erreicht in dieser Stufe ihr Ende. Der obersten Abteilung der Basalttuffe des Castelgomberto-Niveaus gehören die pflanzenführenden Schichten des Mte. Viale und von Zovencedo an.

Über das Alter der nächst jüngeren Gruppe, der Schichten von Schio, sind wieder die Meinungen seit jeher weit auseinander gegangen. ROTHPLETZ, OPPENHEIM u. a. erklären die Schioschichten für gleichalterig mit der oberoligocänen Meeresmolasse der Nordalpen. HOERNES[3]) dagegen hält sie für untermiocän. Th. FUCHS,[4]) der zuerst das oberoligocäne Alter der Schioschichten vertrat, hat sich später der Ansicht von HOERNES angeschlossen.[5]) Echtes Miocän ist im O des Schiobruches bei Bassano durch MANZONI[6]) und HOERNES,[7]) in den Vicentinischen Alpen selbst bei Verona durch OPPENHEIM[8]) nachgewiesen worden.

Wie die mittlere Trias von Südosttirol, so ist auch das vicentinische Alttertiär ausgezeichnet durch gewaltige Eruptionen, die vom Beginn der Eocänzeit bis in den jüngsten Abschnitt der oligocänen Epoche zu verschiedenen Zeiten — nach SUESS in sechs verschiedenen Horizonten — stattgefunden haben. Einzelne dieser Basaltströme haben eine sehr bedeutende Ausbreitung erreicht. Noch im Zuge des Orto d'Abramo bei Rovereto finden sich Reste solcher Basaltdecken. Selbst die höchsten Basaltberge des Vicentinischen Gebirgslandes sind keine Eruptionsstellen, sondern nur die Fragmente von Lavaströmen, die, zwischen sedimentären Schichten einge-

[1] Th. FUCHS. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, LVIII, 1868. Auch W. DAMES. (Palaeontograph. 25. Bd, 1877) vermochte auf Grund der Bearbeitung der vicentinischen Echiniden zwischen den Faunen von Priabona und Castel Gomberto keine dritte Fauna zu erkennen. Gegen die Annahme von FUCHS, daß die Tuffe von Sangonini, die Mergel von Laverda und die Gomberto-Schichten die gleichzeitigen Sedimente der verschiedenen Tiefenzonen desselben Meeres darstellen, hat OPPENHEIM (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 52. Bd., 1900, S. 245—260) Einsprache erhoben.

[2]) Auch über die gegenseitige stratigraphische Stellung der einzelnen Glieder dieser Schichtgruppe in der Marostica differieren die Meinungen von SUESS und OPPENHEIM. Der letztere behauptet im Widerspruch mit SUESS, daß die fossilreichen Tuffe von Sangonini und Salcedo über den Mergeln von Laverda liegen.

[3]) R. HOERNES. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVIII. Bd., 1878, S. 9–36.

[4]) TH. FUCHS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 130. — Dagegen Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1885, 37. Bd., S. 140.

[5]) F. MOLON. (Boll. Soc. geolog. Ital., I, 1882, S. 72) nimmt eine Lücke zwischen den Tuffen von Zovencedo und den Schio-Schichten an.

[6]) Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 60. Bd., 1869, S. 591.

[7]) R. HOERNES. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 178.

[8]) P. OPPENHEIM. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 51. Bd., 1891, S. 168—174.

lagert, zugleich mit diesen von der Faltung betroffen und aufgerichtet wurden. Die großen Hauptströme scheinen von W aus den veronesischen Bergen her geflossen zu sein, wo das Hauptverbreitungsgebiet der Tertiärablagerungen sich heute auf ein zwischen Val Fumane und Val Pantena zur Ebene absinkendes Dreieck konzentriert.[1])

Der lange, zwischen den Linien Schio—Battaglia und Este—Verona gegen SO hervortretende Sporn, mit dem das vicentinische Hügelland unter die Ebene hinabtaucht, ist an seiner Spitze durch die Erosion in seinem Zusammenhange zweimal unterbrochen. Die Spitze selbst bildet die trachytische Masse der Euganeischen Berge, an deren Rande Scaglia, Biancone und Tithon zu Tage treten. Durch G. vom Rath,[2]) E. Suess[3]) und E. Reyer[4]) sind wir über den Bau der Euganeen sehr genau unterrichtet. Die trachytischen Eruptionen sind der Hauptsache nach aus einem großen Einzelvulkan, dem Monte Venda, hervorgegangen, der nach seiner Basis zu urteilen, die Dimensionen des Ätna erreicht haben mag. Der Monte Venda erschließt das typische Bild der Ruine eines alten Vulkans, dessen Schlot bereits durch die Erosion zerstört wurde. Trachytische Lagermassen sind stellenweise seitlich in das Grundgebirge eingedrungen und haben im Kontakt veränderte Partien desselben (Tithon von Fontana fredda) abgerissen. Die trachytischen Eruptionen sind auf die Euganeen, die basaltischen auf die vicentinischen Berge beschränkt.

Das zweite durch die Erosion von der Hauptmasse des oben erwähnten Spornes abgelöste Gebirgsstück sind die Colli Berici südlich von Vicenza. Sie stehen zwischen den Euganeen und den Vicentinischen Bergen. Ihre Lagerungsverhältnisse sind sehr einfach. Von untergeordneten Störungen abgesehen, dachen alle Schichten flach nach N ab, so daß am SO-Rande die ältesten Bildungen (Scaglia) hervortreten.[5])

Entlang der Bruchlinie von Schio zeigt das vicentinische Tertiärgebiet zusammen mit den Colli Berici nach den Beobachtungen von Suess den Bau einer Mulde, deren Kern allerdings durch Brüche mehrfach gestört ist. Gegen den Nordrand der Mulde richten sich die Schichten auf und stehen in der Cima di Giove und im Mte. Postale bereits sehr steil. Im großen ganzen ist jedoch die Lagerung in dem Alpengebiete zwischen Rovereto, Verona und Vicenza eine verhältnismäßig flache. Das tektonische Zentrum dieses, den anstoßenden Regionen der Val Sugana im N und der judicarischen Falten im W gegenüber relativ wenig gestörten Gebietes ist der Aufbruch von Recoaro. Den Kern dieses ellipsoidischen Gewölbes bildet eine Insel von Quarzphylliten, in deren Umgebung triadische und

---

[1]) E. Nicolis. „Note sulle form. coceniche comprese fra la valle dell'Adige, quella d'Illari e di Lessini", Estratto dalla Cron. alpina 1879—80, Verona 1880.

[2]) G. vom Rath. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1864, S. 461—529.

[3]) E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1875, 71. Bd., S. 12.

[4]) E. Reyer. „Die Euganeen. Bau und Geschichte eines Vulkans", 1877.

[5]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 82—94.

liasische Sedimente eine bedeutende Ausdehnung gewinnen. Wie am Saume der niederösterreichischen Kalkalpen macht sich auch in diesen Sedimenten bei Recoaro der Einfluß des nahen Festlandes in der Einschaltung von pflanzenführenden Bildungen fühlbar.

Die Trias von Recoaro und Schio bietet manche bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Ihre Bedeutung liegt in der weitgehenden paläontologischen und z. T. auch petrographischen Ähnlichkeit mit der deutschen Entwicklung der Trias. Das große Interesse, das dieselbe seit jeher erweckt hat, spiegelt sich in der langen Geschichte ihrer Erforschung wieder.[1] Über den von echten Bellerophonkalken unterlagerten Werfener Schichten folgt im Gebiete von Recoaro zunächst eine mächtige Kalkmasse, deren tiefere Abteilung *Dadocrinus gracilis* führt und von Beyrich mit dem unteren deutschen Wellenkalk parallelisiert wird. Die mittlere Abteilung, die sich durch ihren Reichtum an Brachiopoden auszeichnet, vergleicht Benecke mit dem oberen deutschen Wellenkalk. Dem Brachiopodenniveau sind stellenweise pflanzenführende Mergel eingelagert. Die oberste Abteilung dieser Kalkmasse ist fossilleer. Ein roter, sandiger Horizont von geringer Mächtigkeit trennt die untere Masse geschichteter, grauer Kalke von den weißen Kalken des Monte Spizze, dem hervorstechendsten Element innerhalb der tieferen Trias von Recoaro. Im Liegenden dieses Diploporenkalkes gelang es Tornquist das Niveau des *Ceratites trinodosus* (Sturiakalk) nachzuweisen. Im Hangenden des Spizzekalkes liegen Buchensteiner Schichten. E. v. Mojsisovics und Bittner haben daher den von älteren Beobachtern sehr verschieden gedeuteten Spizzekalk in das Niveau des Mendoladolomits gestellt.[2] Zwischen den Buchensteiner Schichten und dem Hauptdolomit liegt noch ein Eruptivniveau von nicht näher bestimmbarem Alter. In den Buchensteiner Schichten des Tretto, die nach Tornquist nur der höchsten Abteilung der Buchensteiner Schichten Südosttirols mit *Daonella Taramellii* entsprechen, hat Tornquist im Jahre 1895 *Ceratites Münsteri*, eine bezeichnende Form des germanischen Nodosuskalkes gefunden.[3] Es erscheint damit der Nachweis erbracht, daß die Muschelkalk-

[1] Die Grundlage aller Arbeiten über die Geologie von Recoaro bildet P. Maraschinis „Sulle formazioni delle roccie del Vicentino“ (Padova 1824). Seither haben zahlreiche Forscher, wie Schauroth, Pirona, Benecke, Beyrich, Gümbel, Lepsius u. a. Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen von Recoaro geliefert. Eine befriedigende Darstellung der letzteren haben zuerst E. v. Mojsisovics (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 238) und A. Bittner (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 33. Bd., 1883, S. 563—633) gegeben. Zu sehr interessanten Ergebnissen haben die neueren Untersuchungen von Tornquist (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, S. 209—233, 637—694, 1899, S. 341—377, 1900, S. 118—159) geführt. Eine zusammenfassende Darstellung hat Tornquist in einer Monographie des Vicentinischen Triasgebirges (Stuttgart 1901) veröffentlicht.

[2] Zwischen dieser Auffassung und jener von Tornquist, der den Spizzekalk für ein Äquivalent der unteren Buchensteiner Schichten Südosttirols beziehungsweise der eigentlichen Buchensteiner Schichten Judicariens hält, besteht kein wesentlicher Unterschied, da auch das Niveau des Mendoladolomits paläontologisch nicht scharf definiert ist.

[3] Nachr. d. kgl. Ges. d. Wissensch., Göttingen, math.-phys. Kl., 1896, S. 5—28.

Keuper-Grenze der außeralpinen Trias in der alpinen Trias jedenfalls über den Buchensteiner Schichten hindurchläuft. Ob man sie an der Basis der Wengener Schichten oder innerhalb des Wengen-Cassianer Niveaus zu ziehen habe, bleibt noch immer unentschieden.

Das Triasgebiet von Recoaro wird von jenem des Tretto durch die Fortsetzung der großen Bruchlinie Battaglia—Schio getrennt, deren Verlauf entlang der venetianischen Ebene von steil aufgerichteten und geschleppten Gliedern der jüngsten Abteilung des vicentinischen Tertiärs begleitet ist. Diese Bruchlinie setzt, wie Bittner gezeigt hat, in dem älteren Gebirge bis zum obersten Val Posina fort. Die an den Bruch in SW anstoßenden Schichtglieder sind zu einer flachen Kuppel aufgetrieben, als deren Kern in den tiefen Erosionsrinnen das kristallinische Grundgebirge zu Tage tritt. Bei Torrebelvicino befindet sich die einzige Stelle in den Südlichen Kalkalpen, wo das archaische Grundgebirge derselben unmittelbar an die lombardisch-venetianische Ebene anstößt. Der Bau des vicentinischen Triasgebirges wird vorwiegend von Verwerfungen bestimmt. Außer den NNW im Sinne der Linie Battaglia—Schio streichenden Brüchen sind drei WO streichende Verwerfungen vorhanden, die ein Absinken in Staffeln von N nach S veranlassen.[1]) Der Südrand der flachen Schichtkuppel ist zu einer WO streichenden Kniefalte gestaut, die stellenweise nach S überkippt ist. Gegen W fallen die Schichten von dem Zentralkern von Recoaro wie ein Mantel flach konisch ab, um sich gegen die Mulde von Val Lagarina bei Rovereto langsam zu senken. Der äußerste Westrand dieses Mantels bildet den Sockel des nördlichen Monte Baldo, so daß die über diesem Sockel westwärts folgende Muldenpartie des Sornebeckens die regelrechte Fortsetzung der Lagarina-Mulde bildet, indem sie sich in judicarischer Streichrichtung allmählich wieder heraushebt.[2])

Es ist bereits betont worden, daß das Gebirgsland zwischen Rovereto, Verona und Vicenza einen plateauförmigen Bau besitzt, in dem Faltungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Wo solche lokal bis zu Überschiebungen vorgeschrittene Falten nachgewiesen sind, wie am Südrande der Monti Lessini, der Triasberge von Recoaro oder nordwestlich von Verona folgen sie dem venetianischen Streichen. Eine größere Bedeutung besitzen Brüche und Flexuren, die man hier als quer auf das Gebirgsstreichen ver-

[1]) A. Tornquist. („Das vicentinische Triasgebirge" S. 194) hebt die horizontale, ungefaltete Lagerung des Quarzphyllites von Recoaro mit besonderem Nachdruck hervor und glaubt aus derselben auf die vollständige Abwesenheit faltender Bewegungen zur Tertiärzeit in dem Hauptanteile des Vicentinischen Triasgebirges schließen zu dürfen. Ich glaube jedoch, daß die flache Lagerung des Grundgebirges der Annahme eines kuppelförmigen Aufbruches nicht widerspricht, da eine solche auch im Zentrum eines periklinalen Domes erwartet werden muß. Dagegen ist Tornquist sicherlich im Recht, wenn er die Scholle des heutigen vicentinischen Triasgebirges als eine Region auffaßt, die schon während der paläozoischen Zeit ein dem angrenzenden Gebiete im NO und N gegenüber hochgelegenes und verfestigtes, horstartiges Massiv darstellte.

[2]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 203.

laufende Störungen ansehen muß und bei denen stets der östliche Flügel gesenkt und nicht selten stark geschleppt ist. Sie treten nach O fächerförmig auseinander. Der östliche Randbruch Battaglia—Schio zeigt bereits eine nordwestliche Streichrichtung. Durch solche Querbrüche wird das Plateau in eine Reihe schmaler, gegen S divergierender Streifen zerlegt. Es ist nicht zu verkennen, daß die eigentümliche, nahezu fächerförmige Anordnung der Hauptflußtäler des Gebietes der nachweisbaren Hauptrichtung der großen Brüche folgt, deren letztes Glied der Schiobruch ist.[1])

Die Struktur dieses Stückes der Südalpen erscheint sonach bezeichnet durch eine Interferenz von Faltungen in venetianischer Richtung mit Querstörungen, die nahe der Etsch zunächst noch im judicarischen Sinne verlaufen, sich zum Teil, wie die Pastellofalte, sogar aus der einen in die andere Richtung umbiegen, gegen O jedoch fächerförmig auseinandertreten und an der Bruchlinie Battaglia—Schio gegen die Ebene abschneiden.

Das Triasgebirge von Recaoro stellt, wie oben auseinandergesetzt wurde, eine flache Schichtkuppel dar, die gegen S mit einer großen, lokal überkippten Kniefalte endet. Der gefaltete Rand des vicentinischen Triasgebirges ist nach Tornquists Darstellung in zahlreiche einzelne, gegeneinander verschobene und gedrehte Schollen aufgelöst, in denen das Ausmaß und die Art der Faltung schnell wechseln. Das Triasgebiet des Tretto bildet den durch die Bruchlinie Val Posina—Schio, die Fortsetzung des Schiobruches, abgeschnittenen Ostflügel der Scholle von Recoaro. Es ist nicht nur im Verhältnisse zu der letzteren gesenkt, sondern auch erheblich enger zusammengepreßt. Tektonisch entspricht der Kniefalte am SO-Rande der Triasberge von Recoaro der Außenrand der venetianischen Voralpenzone bei San Orso, der aber infolge der engeren Zusammenpressung der Falte des Tretto um ein beträchtliches Stück weiter nach N gerückt ist.[2]) Er bildet eine südwärts überschlagene Falte, deren Kern aus Triaskalken besteht, unter denen bis zur Ebene hinaus die jüngeren Schichtglieder in verkehrter Ordnung folgen.

Die Überschiebung von San Orso setzt sich nach O als der Südrand des Hochplateaus der Sette Communi fort. Südlich von demselben springt in der Marostica ein Sporn von Tertiärbildungen abermals ein Stück gegen die Ebene vor. Die Ausbildung der Tertiärschichten in der Marostica weicht in mancher Beziehung von jener in den vicentinischen Alpen ab. Doch macht nach Bittners[3]) Meinung die vollständige Konkordanz der tertiären Sedimente unter einander und gegenüber der Scaglia eine lückenlose Vertretung der gesamten im W des Schiobruches nachgewiesenen Horizonte wahrscheinlich. Infolge eines Längsbruches erscheinen in dem Tertiärstrich der Marostica alle Schichten von den obereocänen Mergeln bis zum Horizont von Schio doppelt.

[1]) A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 226, 1878, S. 59—63.

[2]) A. Bittner, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 630.

[3]) A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 127

Der Nordrand des Tertiärstriches der Marostica ist gegenüber der Überschiebung von San Orso, deren tektonische Fortsetzung er darstellt, ein Stück gegen Norden verschoben. Der Charakter der Überschiebung macht sich bis Bassano hinaus geltend. Noch bei Bassano stehen die Schichten am Nordrande der Marostica vollkommen senkrecht. Im O der Brenta gleicht sich der Überschiebungsbruch allmählich aus. Schon bei Asolo liegt das Eocän flach und regelmäßig mit S-Fallen über der Scaglia.[1])

Über die niedrige tertiäre Hügellandschaft der Marostica erhebt sich im N die rauhe steinige Hochfläche der Sette Communi, von hohen steilen Wänden wie eine natürliche Festung begrenzt. Gegen W stürzt sie mehr als 300 *m* tief zur Schlucht des Astico, gegen O zu dem ähnlich gestalteten Tale der Brenta ab. Im N ziehen die das Plateau nicht bedeutend überragenden Bergrücken der Cima Mandriola (2051 *m*), Cima Undici (2228 *m*) und Cima Dodici (2338 *m*) eine Scheidewand gegen Val Sugana. Die Oberfläche des quellenarmen Hochplateaus ist ein welliges, von tiefen Taleinschnitten durchzogenes Hügelland, das in zwei tektonisch durch eine flache Mulde getrennte Stufen zerfällt.[2]) Diese Mulde, in der die Ortschaften der Sette Communi, wie Asiago und Gallio, in einer durchschnittlichen Meereshöhe von 1000 *m* liegen, ist erfüllt von den jüngsten mesozoischen Bildungen, insbesondere von Biancone. Zu dieser Mulde fallen die Schichten der südlichen niedrigeren Stufe sanft nach N ein. Die Stufe bricht mit einem Steilabhang mehr als 1000 *m* tief gegen den im S vorliegenden Tertiärstreifen der Marostica ab. Das Gehänge besteht aus saigeren oder nach S überkippten Jura- und Kreideschichten, die von jenen des Plateaus durch einen steil nach N einfallenden Bruch getrennt werden.[3]) Dieser Bruch entspricht einer Wechselfläche, an der die Plateauschichten über die Gehängeschichten hinweggeschoben sind, und die wohl aus der Zerreißung der ursprünglichen Kniefalte in der Achse des Gewölbes hervorgegangen ist. Der Steilrand der nördlichen Stufe, die die Mulde von Asiago abermals um 600—800 *m* überragt, besteht wieder aus steil gestellten Schichten, auf welche die flach geneigten Schichten des oberen Plateaus an einer Wechselfläche hinaufgeschoben sind. Die letzteren steigen nach N sanft zu den Hochspitzen an, die den Grenzrücken gegen Val Sugana bilden. Von diesen Spitzen senken sich die Schichten gleichmäßig gegen S, O und W, so daß die höchste Stufe der Sette Communi den Rest eines Kuppelgewölbes darstellt.

Steigt man von dem Hochlande der Sette Communi über dessen nördlichen Schichtenkopf in die breite, von der Brenta durchströmte Val Sugana hinab, so gelangt man in eine Zone ungewöhnlich intensiver Störungen,

---

[1]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 207.

[2]) Über die Struktur der Sette Communi vergl. insbesondere M. Neumayr. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 165. M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 211 u. 301. T. Taramelli. Geologia delle Provincie Venete 1882, Mem. Acad. dei Lincei, Vol. XIII.

[3]) A. Rothpletz. „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", S. 181.

deren Verlauf von dem die Val Sugana-Furche entlang ihrer Nordseite begleitenden kristallinischen Massiv der Cima d'Asta (2844 *m*) abhängig ist. Als Ausgangspunkt für die Darstellung dieser Verhältnisse mag das zuerst von Suess,[1]) später von E. v. Mojsisovics und Rothpletz beschriebene Profil von Strigno dienen.

An dem Nordgehänge der Sette Communi ist die gesamte Schichtfolge der Trias mit flachem S-Fallen aufgeschlossen. Alle Glieder zwischen den Dont-Schichten und den Raibler Schichten sind in einer einheitlichen Dolomitfacies entwickelt. Von dem Nordgehänge der Sette Communi löst sich zwischen der Brenta und dem Val Cualba der Vorsprung des Monte Civaron (1028 *m*) los. Er wird im N und S von einem Längsbruch begrenzt. Der südliche, dem Val Cualba folgende Bruch ist durch einen eingeklemmten, steil aufgerichteten und bald S, bald N fallenden Zug untermiocäner Mergel mit Conglomeraten, Ligniten und Meeresconchylien bezeichnet.[2]) Er ist von E. v. Mojsisovics von Barco bis Pieve Tesino verfolgt worden. Schon bei Olle liegen die untermiocänen Mergel nahezu flach. Stets jedoch erscheinen sie dem älteren Gebirge gegenüber vollkommen diskordant. Die schmale Bucht, die aus dem oberitalienischen Miocänmeer in das alpine Festland eingriff, muß in der Val Sugana bereits einer durch die tektonischen Vorgänge bedingten Tiefenfurche gefolgt sein. Andererseits beweist die steile Aufrichtung jener Sedimente, daß sehr intensive tektonische Bewegungen noch in der jüngeren miocänen Epoche stattgefunden haben.

Der Bruch am Nordfuße des Civaron bringt den Dachsteinkalk des letzteren mit den Werfener Schichten des Hügels von Sta. Margherita in Kontakt. Diese verschwinden zusammen mit den unterlagernden Bellerophonkalken[3]) und Grödener Sandsteinen alsbald unter den Schottermassen der breiten Talebene. An dem nördlichen Rande der letzteren tauchen zunächst flach S fallende Schio-Schichten und alttertiäre Mergel und Nummulitenkalke hervor. Dann folgt oberhalb Scurelle am Torrente Maso jene merkwürdige, von Suess geschilderte Umkippung der Sedimente, deren Entdeckung Rothpletz mit Recht zu den in tektonischer Beziehung bedeutsamsten Errungenschaften der neueren Alpenforschung zählt. „Ein schmaler randlicher Gebirgsstreifen ist hier an einer bogenförmig einspringenden Bruchspalte widersinnig umgedreht und innerhalb dieses umgestülpten Walles fallen die Schichten flach konzentrisch zusammen. Treffend bezeichnete Suess diese Lagerung durch den Vergleich mit einer halben Schüssel, auf welcher die inneren Bildungen ruhen“.[4])

---

[1]) E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., LVII, 1868, S. 230 ff.

[2]) F. v. Andrian. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 50 u. R. Hoernes ibid. 1877, S. 178.

[3]) Die Gleichaltrigkeit der hierherzustellenden Bildungen in Val Sugana mit den Bellerophonkalken Südosttirols ist von A. Bittner (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 50) durch Petrefaktenfunde erwiesen worden.

[4]) E. v. Mojsisovics, „Die Dolomitriffe von Südtirol etc.“, S. 420.

Die Überschiebung des Südrandes der kristallinischen Masse der Cima d'Asta auf die mesozoischen und känozoischen Bildungen des Val Sugana-Grabens ist nicht auf das Profil von Strigno beschränkt. E. v. Mojsisovics hat den gewaltigen, von ihm als Val Sugana-Linie bezeichneten Überschiebungsbruch an der Grenze der Quarzphyllite und Granite des Cima d'Asta-Massivs gegen die jüngeren Sedimente der Voralpenzone bis an das Ostende des ersteren bei Agordo verfolgt.[1]) Noch bei Agordo stoßen die Quarzphyllite der südlichen Stirne des Asta-Massivs mit den gleichsinnig NW fallenden Dachsteinkalken der venetianischen Voralpenzone an der Val Sugana-Linie zusammen. „Es gewährt einen prächtigen Anblick" — schreibt E. v. Mojsisovics (l. c. p. 436) — „wenn man vom Kessel von Agordo die scheinbar regelmäßig unter den Phyllit hinabtauchenden, wohlgeschichteten blanken Felstafeln des Monte Pizzon betrachtet. Der Eindruck ist in der Tat ein so mächtiger, das es begreiflich ist, daß die älteren Bergleute den

Fig. 18. Profil durch die Region der Val Sugana-Brüche bei Strigno.
(Nach E. Suess, E. v. Mojsisovics und A. Rothpletz.)
a Quarzphyllit, *b* Granit, *c* Groedner Sandstein, *d* Bellerophonkalk, *e* Werfener Sch., *f* Dont-Schichten, *g* Schlerndolomit, *h* Raibler Sch., *i* Dachsteinkalk, *k* Lias, *l* Ob. Jura, *m* Biancone, *n* Scaglia, *o* Älteres Tertiär, *p* Schio-Schichten, *z* Miocän.

Dachsteinkalk des Monte Pizzon für eine ältere, den Phyllit von Agordo regelmäßig unterteufende Formation hielten." An die Val Sugana-Linie beziehungsweise an die den Hauptbruch begleitenden sekundären Sprünge sind die Erzlagerstätten von Valalta, Imperina und Arsiera geknüpft.

Noch ein zweiter unter den Brüchen zwischen dem Südrande der Astamasse und dem Nordgehänge des Sette Communi-Hochlandes gewinnt für den Bau der Südalpen eine große Bedeutung. Es ist die Bruchlinie von Belluno, die Nordgrenze der Venetianischen Faltungszone. Im Profile von Strigno umschließt sie, in zwei Äste zersplittert, die kleine Gebirgsmasse des Monte Civaron, kreuzt nördlich von Fonzaso den Cismone und tritt mit ONO-Streichen in das Becken von Belluno ein. Sie besitzt nur in Val Sugana den Charakter einer Verwerfung, weiter im O dagegen jenen einer aus der Quetschung oder Zerreißung einer südwärts überkippten Falte

[1]) Der Hauptstamm der Val Sugana-Linie verläßt bei Valalta die Phyllitgrenze, durchläuft das südlich vorliegende Kalkgebirge, in das er hakenförmig einspringt und erreicht das Asta-Massiv erst wieder nahe dem Ostende des letzteren bei Agordo (vergl. E. v. Mojsisovics, l. c. S. 430 ff.).

hervorgegangenen Wechselfläche. Im Becken von Belluno bildet sie zugleich die Nordgrenze der Verbreitung der Tertiärschichten. Zwischen der Val Sugana- und der Belluno-Linie liegt eine gegen O allmählich an Breite zunehmende, stark gefaltete Zone, in deren westlichem Teile nach S übergelegte Falten, in deren östlichem Abschnitt lange fortstreichende Antiklinalen dominieren.

Südlich von der Belluno-Linie sind die Ablagerungen der Kreide — Scaglia und Biancone — maßgebend für die Physiognomie der Landschaft. Sie bilden meist eintönige, rasenbedeckte Hochflächen, die lebhaft mit den an den Einrissen der Quertäler unter ihnen in mächtigen Felsbänken zu Tage tretenden Jurakalken kontrastieren. Eine ausgedehnte Mulde, deren nördlicher Rand von der Belluno-Linie abgeschnitten wird, bildet das Becken von Belluno. Seine östliche Fortsetzung ist das Becken von Alpago. Die tertiären Ablagerungen beider Becken bestehen teils aus alttertiärem Flysch mit Einlagerungen von Nummulitenkalken, teils aus den jüngeren Schioschichten.[1]

Der Bau des Scheiderückens zwischen der großen Synklinalregion Feltre—Belluno und der Venetianischen Tiefebene (Belluneser Voralpen Marinellis) ist durch die Arbeiten von R. Hoernes und T. Taramelli[2]) bekannt. Er stellt sich als eine einzige Antiklinale von flacher Wölbung dar, deren Südschenkel stellenweise mit steilem Schichtfall oder einem Bruch (Frattura di Val Moreno Taramellis) unter die jüngsten Tertiärbildungen der Ebene hinabtaucht. Betrachtet man mit Vacek[3]) die Mulde von Feltre-Belluno als die tektonische Fortsetzung der Synklinale von Asiago — beide hängen durch die Niederung von Arsie zusammen — so entspricht die Antiklinale der Belluneser Voralpen tektonisch der südlichen Stufe des Sette Communi-Hochlandes. In der Umgebung des Piavedurchbruches südlich von Feltre, im Monte Tomatico (1598 *m*) und Monte Ceren (1572 *m*), spielen Lias- und Jurakalke noch eine wichtige Rolle. Der Zug des Col Visentin (1764 *m*) besteht bereits fast ausschließlich aus cretacischen Gesteinen.

Wir wollen die Region der Venetianischen Faltungszone vorläufig nicht über das Tal des Piave und den Querbruch von Santa Croce nach O hinaus verfolgen, sondern zunächst einen Überblick über die Struktur des nördlich anstoßenden Gebirgslandes zu gewinnen suchen.

Wir beginnen im Westen, dort, wo der Anschluß der Val Sugana-Brüche an das Etschbuchtgebirge bemerkbar ist.

Keiner der großen Brüche, die das Profil von Strigno quert, erreicht des Etschtal. Gegen W nehmen die Val Sugana- und Belluno-Linie an Sprunghöhe sehr rasch ab. Dagegen läßt sich, wie Vacek[4]) gezeigt hat, bei einer

[1]) E. v. Mojsisovics. Dolomitriffe von Südtirol, S. 431 u. 444.

[2]) T. Taramelli. „Geologia delle Prov. Venete“, Mem. Acad. Lincei CCLXXIX, 1881—82, ser. III a. Vol. XIII.

[3]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 211.

[4]) M. Vacek. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 203.

Fig. 19. Profil durch den nördlichen Abschnitt der Venetianischen Voralpenzone NW Fonzaso.
(Nach E. v. Mojsisovics.)
α Quarzphyllit des Asta-Massivs, a Dachsteinkalk, b Lias, c Ob. Jura, d Biancone, e Scaglia, A Val Sugana-Linie, B Belluno-Linie.

Fig. 20. Profil durch die Seiser Alpe und den Schlern.
1 Quarzporphyr, 2 Groedener Sandstein, 3 Bellerophonkalk, 4 Werfener Sch. und Dont-Sch., 5 Mendoladolomit, 6 Buchensteiner Sch., 7 Melaphyrlaven, 8 Wengener Sch., 9 Cassianer Sch., 10 Pachycardientuffe, 11 Schlerndolomit, 12 Jüngeres Melaphyrlager, 13 Raibler Sch., 14 Dachsteinkalk.

der südlich von Val Sugana auftretenden Falten ein vollständiger Übergang aus dem venetianischen in das judicarische Streichen feststellen.

Wir erinnern uns, daß der Bau des Hochlandes der Sette Communi durch mehrere, zum Teil an Wechselflächen zerrissene Kniefalten bedingt wird, die stufenartig an Höhe abnehmend, gegen die Tiefe der Venetianischen Ebene blicken. Die Muldenschenkel dieser Kniefalten sind breit und flach gelagert, so daß die ihnen entsprechenden Terrainpartien einen plateauartigen Charakter zeigen. Die nördlichste dieser flachen Mulden nun läßt sich über die Hochfläche von Lavarone bis an die Etsch verfolgen. Indem sie sich gegen das Etschtal allmählich senkt, wird der im N angrenzende Steilschenkel einer Antiklinalfalte im Val Centa und Val Gola aufgeschlossen. Diese Antiklinalfalte ist es, die im Mte. Bastornada die Etsch überschreitend bogenförmig in die judicarische Streichrichtung umschwenkt, wie dies auf S. 191 auseinandergesetzt wurde.

Die mesozoischen Bildungen des Etschbuchtgebirges werden im O begrenzt durch das Hervortreten ihrer natürlichen Unterlage, des **Porphyrschildes von Bozen**. In tektonischer Beziehung stellt sich der Porphyrschild von Bozen als eine von zahlreichen Verwerfungen durchsetzte, in mehrere flache Wellen gelegte Mulde dar, die im NO und S auf kristallinischen Gesteinen aufruht. In orographischer Beziehung zeigt er den Charakter einer durch radiale Flußläufe intensiv zerstückelten Hochfläche, deren Nord- und Südrand dem unterlagernden kristallinischen Gebirge schroffe Abstürze zukehren, während im W und O die Steilmauern des Kalkgebirges die Porphyrplatte überragen.

Die Grundzüge der Physiognomie dieses Porphyrschildes hat F. v. Richthofen[1]) treffend geschildert. Mit Recht hat A. v. Böhm in seiner „Einteilung der Ostalpen" das Porphyrplateau von Bozen den umgebenden Gebirgsgruppen als ein einheitliches, gleichwertiges Element an die Seite gestellt, obschon es nicht von Tiefenlinien umgrenzt wird, sondern vielmehr ein hydrographisches Zentrum bildet. Das im Kessel von Bozen sich vereinigende Talsystem der Etsch und des Eisack ist durch seine tiefe Lage anderen, ähnlich situierten Alpentälern gegenüber ausgezeichnet. „Die Talstrecke Bozen—Meran liegt ziemlich genau in der Mitte der Alpen, gleich weit vom Nord- und Südfuße entfernt. Dabei überschreitet sie nicht 300 *m* Höhe. Es gibt kein zweites Alpental, welches gleich zentral und gleich tief gelegen wäre. Nirgends sonst entfaltet sich im Herzen des Gebirges jenes milde, südliche Klima, das Bozen und Meran auszeichnet, nirgends wieder solche Pracht der Vegetation am Fuße von Bergen, die das Reich des ewigen Schnees streifen, nirgends aber steht einem Alpenflusse eine gleich geringe Fallhöhe bis zum Fuße des Gebirges zu Gebote, wie der Etsch unterhalb Bozen."[2])

[1]) F. v. Richthofen, „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol", Gotha 1860, S. 23, 24.

[2]) A. Penck, Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1895, Bd. 26, S. 4.

Im großen ganzen bildet die Masse des permischen Quarzporphyrs ein fortlaufendes regelmäßiges Lager zwischen den Phylliten des kristallinischen Grundgebirges und dem Grödener Sandstein, das sich, wie E. Suess, E. v. Mojsisovics[1]) und F. Teller gezeigt haben, in tektonischer Beziehung wie ein gewöhnliches Sedimentärgestein verhält. Das Auskeilen der Porphyrdecken ist im Gebiete von Villnöß der Beobachtung zugänglich. Die über 400 *m* mächtigen Lavadecken des Plateaus schrumpfen hier allmählich zu schmächtigen Stromenden zusammen und schließlich kommt der Grödener Sandstein unmittelbar über dem Verrucano zu liegen.

Unter die triadischen Bildungen der Mendel taucht die Porphyrplatte ganz normal nach SW hinab. Der Rand derselben ist an dieser Stelle lediglich ein Erosionsrand. Solche reine Erosionsgrenzen sind jedoch in der Umrandung des Porphyrschildes Ausnahmserscheinungen. In der Regel ist die letztere vielmehr, wie Teller[2]) gezeigt hat, durch tektonische Linien bedingt. Besonders auffallend tritt dieser Charakter an dem Westrande des Porphyrschildes zwischen Lavis und Neumarkt hervor. Ein scharfer NO verlaufender Bruch schneidet auf dieser Strecke nach den Beobachtungen von E. v. Mojsisovics[3]) die Porphyrplatte von den anstoßenden mesozoischen Gebirgen der Etschbucht ab und setzt hierauf, dem Trudentale folgend, in den Quarzporphyr selbst bis an die nordwestliche Ecke des Latemar fort. Auch die scharfwinkelige Abgrenzung des Porphyrplateaus gegen das im N vorliegende Gebiet des Tonglimmerschiefers ist, den Mitteilungen von Teller zufolge, in deutlich erkennbaren tektonischen Linien begründet.

Die Porphyrdecke selbst erscheint, weit entfernt eine ungebrochene Platte darzustellen, von Verwerfungen höherer und niederer Ordnung treppenförmig durchsetzt. Ein Bruch von bedeutender Sprunghöhe läuft von Virgl bei Bozen über Tiers quer durch die ganze Breite der Porphyrplatte bis in das auflagernde Triasgebirge zwischen Schlern und Rosengarten, wo er in eine Flexur übergeht. Dieser Bruch ist ebenso wie jener von Truden mit einer Senkung des Nordflügels verbunden. Der judicarischen Streichrichtung folgen hingegen jene Parallelbrüche, auf die E. v. Mojsisovics (l. c. p. 128) die eigentümliche Konfiguration des rechten Eisackgehänges, die Bildung fortlaufender Terrassen mit den Ortschaften Unterinn, Siffian, Klobenstein, Lengmoos etc. zurückführt und die dem Eisacktale selbst unterhalb Waidbruck den Charakter einer Grabenversenkung aufprägen.

Unter dem nördlichen Schichtenkopf des Porphyrschildes tritt mit gleichsinnigem Fallen ein Zug von phyllitischen Gesteinen hervor, der durch die Brixener Granitmasse tektonisch von der kristallinischen Zentralzone getrennt wird. Diesem Zuge gehört das Eruptivgebiet von Klausen an.[4])

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 58.

[2]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 91—98.

[3]) E. v. Mojsisovics: „Die Dolomitriffe etc.“, S. 135.

[4]) F. Teller u. C. v. John. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 589—684. Vergl. auch F. Pošepny, Archiv f. prakt. Geol., I., 1880. W. Salomon, Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt., XVII, S. 212—233 u. E. Reyer, Theoretische Geologie, S. 761—765.

Bei Klausen sind in den einförmigen, steil S fallenden Komplex der Tonglimmerschiefer teils Amphibolite als ein mächtiges, lentikuläres Gesteinslager, teils jüngere, von Kontakthöfen umgebene, den ganzen Schichtkomplex durchbrechende Eruptivgesteine eingebettet. Diese Intrusivmassen, an die die Erzgänge des Pfundererberges bei Klausen geknüpft sind, stellen eine petrographisch und geologisch untrennbar verbundene Reihe von Tiefengesteinen dar, deren Endglieder sich einerseits an die Quarzglimmerdiorite, anderseits an die Norite anschließen. Sie durchsetzen eine schon vor dem Durchbruch der Eruptivbildungen gefaltete Schichtgruppe. WO streichende Längsbrüche haben die Bahnen eröffnet, auf denen die dioritischen Gesteine zum Durchbruch gelangt sind und zugleich die Richtung vorgezeichnet, in der auch während jüngerer Phasen der Gebirgsbildung die Auslösung der Spannungen in der Erdkruste erfolgte. Der Längsbruch, dem die Hauptgangspalte mit WO gerichtetem Streichen folgt, fällt mit dem unteren Villnößtal zusammen und setzt sich, wie E. v. Mojsisovics und Harada gezeigt haben, durch das Triasgebirge des südosttirolischen Hochlandes nach O bis in die Gegend von Sappada fort. Über die Zeit der Intrusion der stockförmig begrenzten Tiefengesteine von Klausen gehen die Meinungen auseinander. Nach Teller und Reyer ist die Intrusion prätriadisch, nach Salomon fällt sie in die Kreideepoche oder in die Tertiärzeit.

Den südlichen Gegenflügel des Phyllit- und Dioritgebietes von Klausen bildet die kristallinische Aufbruchswelle der Cima d'Asta, die nach Umfang und vertikaler Erhebung weitaus bedeutendste unter den archaischen Inseln innerhalb der Südlichen Kalkzone. Sie erstreckt sich mit ONO gerichtetem Streichen von den Ufern des Lago di Caldonazzo bei Pergine bis Agordo über eine Entfernung von 70 *km*. L. v. Buch[1]) hat den Eindruck dieser Zentralmasse inmitten des Kalkgebirges mit beredten Worten geschildert.

Der südliche Schichtenkopf des Porphyrschildes von Bozen überragt in der Lagorai-Kette[2]) das Phyllitgebirge, dem der Granit der Cima d'Asta intrudiert ist, mit einem ebenso charakteristischen Steilabbruch wie der nördliche Schichtenkopf im Raschötz das Phyllitgebirge von Klausen. In der nordwärts einfallenden Porphyrplatte des Lagorai-Zuges liegt die Wasserscheide zwischen Avisio und Val Sugana, so daß die auf dem Porphyrkamme entspringenden Bäche das im S. vorliegende Schiefer- und Granitgebirge durchbrechen. Die kristallinische Insel der Cima d'Asta ist ein großes, an der Val Sugana-Linie über die im S vorliegenden jüngeren Sedimente überschobenes Gewölbe von Phylliten, deren mikroskopische Übereinstimmung mit den vorpaläozoischen Phylliten der Karnischen Alpen durch Salomon nachgewiesen wurde. In diese Phyllite sind granitische Eruptivmassen intrudiert, die den Zentralkern der Cima d'Asta (2844 *m*) und den kleinen Tesobokern bei Roncegno bilden. Auf der Nordseite fallen die

---

[1]) L. v. Buch. Ges. Schriften, herausg. von Ewald, Roth u. Eck. 1867, I, S. 328.
[2]) G. vom Rath. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863. S. 121—128.

Schiefer von dem Granitkern nach N, auf der Südseite unterteufen sie den letzteren auf den der Val Sugana-Linie parallelen Strecken der Granitgrenze. Nach den Beobachtungen von A. v. Krafft ist ihr steiles Einfallen unter den Granit im Val Sugana-Gebiete wahrscheinlich die Folge einer Überkippung. Man hätte demnach den ganzen kristallinischen Gebirgszug als eine nach S überschlagene Falte aufzufassen.

Suess hielt den Astagranit für ein in die „Casannaschiefer" eingeschaltetes, unterirdisch mit der Granitmasse von Brixen zusammenhängendes, carbonisches Lager, E. v. Mojsisovics unter dem Widerspruche Taramellis für die Narbe eines permischen Vulkans, als dessen Laven die Quarzporphyre anzusehen seien. Rothpletz und Salomon haben seither zahlreiche Kontakterscheinungen und granitische Apophysen in den Phylliten beobachtet. Der letztere Forscher will den Astagranit geradezu als einen echten, wenn auch vielleicht im einzelnen unregelmäßigen Laccolithen betrachtet wissen, der sich allerdings nicht mehr wie die amerikanischen Laccolithen in horizontaler Stellung befindet.[1]) Über das Alter der Granitintrusion sind die Meinungen geteilt. Suess verlegte sie in das Carbon, E. v. Mojsisovics ins Perm, Brögger in die Trias, Salomon in die Kreide- oder Eocänepoche. Die für die Entscheidung der Frage wichtigsten Beobachtungstatsachen sind von A. v. Krafft beigebracht worden, der in Verrucanogeröllen Kontaktgesteine der Schieferhülle des Astagranits nachwies.[2]) Man wird daher vorläufig, der älteren Auffassung von Suess entsprechend, am besten an einem carbonischen Alter des Astagranits festzuhalten haben.

Gleich der Umrandung der Quarzporphyrplatte von Bozen ist auch jene der Porphyrtafel der Lagorai-Kette keine reine Erosionsfigur, sondern im N und O durch tektonische Störungen vorgezeichnet. Das im N abgesunkene, muldenförmig gelagerte und von einem Netz untergeordneter Sprünge[3]) durchsetzte Triasgebiet wird vom Avisio durchflossen. Die tiefe Erosionsrinne dieses Flusses schließt zwei Eruptivstöcke in den Triaskalken auf, die seit ihrer Entdeckung für die wissenschaftliche Welt durch Graf Marzari Pencati (1823) und L. v. Buch ein Ziel wahrer Wallfahrten

[1]) Über den Granit der Cima d'Asta vergl. insbesonders G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 385—395; E. Suess. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. 57, S. 241; E. v. Mojsisovics. Dolomitriffe, S. 399—408; A. Rothpletz. Geol. Querschnitt, S. 175; W. Salomon. Tschermaks Min. Mitt., XII, 1891, S. 408, XVII, 1897, S. 194—211; A. v. Krafft. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 184—189.

[2]) Da A. v. Krafft ausdrücklich die Unmöglichkeit hervorhebt, daß diese Kontaktgesteine Beimengungen glazialen Ursprungs darstellen, ist der Einwand von Salomon (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 327), daß dieselben aus einer Moräne stammen dürften, nicht überzeugend. Keinesfalls läßt sich aus dem jüngeren Alter der Granitmassen des periadriatischen Randbogens ein Beweis gegen die carbonische Intrusion des weit auserhalb jenes Randbogens gelegenen Astagranits herleiten. A. v. Kraffts Angaben sind kürzlich auch von Trener (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 252) bestätigt worden.

[3]) E. v. Mojsisovics (Dolomitriffe, S. 378) hat ein auffallendes Einsinken des Gebirges in der Peripherie der Eruptionsstellen des Avisio-Gebietes nachgewiesen.

zahlreicher Forscher geworden sind. Der eine dieser Eruptivstöcke liegt bei Predazzo, der zweite bildet den Monzoni. Das Interesse der Geologen für diese Lokalitäten, das sich in der reichhaltigen Literatur über dieselben und in der Namenliste der alten Fremdenbücher des Gasthofes Nave d'Oro zu Predazzo ausspricht, knüpft sich wesentlich an den Umstand, daß hier zum ersten Male das jugendliche Alter von granitischen und syenitischen Eruptivmassen mit Bestimmtheit ermittelt werden konnte. Solche Eruptivbildungen, welche den Typus der ältesten Massengesteine an sich tragen, haben die ihnen aufliegenden Triaskalke durchbrochen und im Kontakt verändert.

Über die Aufeinanderfolge der körnigen Eruptivgesteine (Granit, Monzonit und Pyroxenite bei Predazzo, Monzonit und Pyroxenite am Monzoni) und über deren Beziehungen zu den porphyrischen und aphanitischen Gang- und Ergußgesteinen ist eine vollständige Einigung der Meinungen noch nicht erzielt worden. Die ältere Anschauung, daß die körnigen Eruptivgesteine des Fassatales echte Vulkannarben bilden, daß sie die in dem Vulkanschlot unterirdisch erstarrten Äquivalente des Laven- und Tuffsystems der Wengener Schichten darstellen, ist durch die neueren Arbeiten von W. Brögger und Salomon stark erschüttert worden. Als Tiefengesteine der triadischen Melaphyr- und Augitporphyrlaven können überhaupt nur die Monzonite in Betracht kommen. Aber auch für diese ist bisher der Nachweis eines räumlichen Zusammenhanges mit den deckenförmigen Gesteinen nicht in überzeugender Weise erbracht worden. Während Brögger die Monzonite wenigstens noch als die gleichalterige Tiefenfacies der jüngsten triadischen Lavadecken (z. B. der Plagioklasporphyrite des Mulatto) betrachtet, hat Salomon der Ansicht Ausdruck gegeben, daß die Monzonitintrusion mit der Eruption der triadischen Melaphyre überhaupt nichts zu tun habe. Er stellt in Abrede, daß die Monzonite im Sinne von E. v. Mojsisovics, Reyer, Suess u. a. die Narben echter Vulkane seien, deren Oberflächenergüsse Melaphyre geliefert haben. „Es ist viel wahrscheinlicher, daß sie unterirdisch erstarrte, mit der Oberfläche in gar keiner Verbindung stehende Stöcke waren, die erst spät von ihrer bedeckenden Hülle befreit wurden." Auch Brögger ist der Meinung, daß die Erstarrung der Monzonite unter einer mächtigen Decke triadischer Sedimente stattfand. Jünger als die Monzonitintrusion ist jene der Turmalingranite von Predazzo, die Apophysen in den Monzonit entsenden und dessen Bänke schräg abschneiden. Noch jünger sind nach Brögger Camptonite und Liebeneritporphyre, doch wird von ihm auch die Möglichkeit einer Existenz prägranitischer Camptonitgänge zugestanden.

Der gegenwärtige Stand der Frage nach den Beziehungen der körnigen Tiefengesteine des Avisiogebietes zu den triadischen Augitporphyriten Plagioklasporphyriten und Melaphyren von Südosttirol läßt sich also folgendermaßen präzisieren. Die Hauptmasse der basischen Eruptionen aus der Wengener Periode ist älter als die Intrusion der Monzonite, der ältesten Tiefengesteine des Avisiogebietes. Ob die Monzonite die unterirdisch erstarrte

Narbe echter Vulkane bilden, aus denen die jüngsten Melaphyr- und Porphyritlaven hervorgingen, ist noch zweifelhaft. Die untere Altersgrenze der Intrusion, von der es somit nicht sichergestellt erscheint, ob sie die Oberfläche erreichte und zur Eruption wurde, ist durch den Kontakt mit obertriadischen Kalksteinen der ladinischen Stufe bestimmt. Eine schärfere Altersbestimmung ist vorläufig nicht zulässig. Ebensowenig sicheres läßt sich über etwaige Beziehungen zu jenen basischen Eruptivgesteinen in den Wengener Schichten sagen, von denen ROTHPLETZ und Miß M. OGILVIE annehmen, daß sie nicht Lager, sondern jüngere, posttriadischen Störungen folgende Intrusivgänge darstellen.[1]

Gegen Osten taucht der Schild des permischen Quarzporphyrs und der südliche Schichtenkopf des kristallinischen Gebirges mit der Cima d'Asta-Masse teils allmählich, teils mit Intervention einzelner Flexuren oder Verwerfungen (Bruch von Paneveggio, Cavalazza-Flexur) unter die großen Massen der Triassedimente hinab, die die Berge des Südosttirolischen Hochlandes zusammensetzen. Diese Berge sind es, für die der sachlich allerdings nicht zutreffende Name „Südtiroler Dolomiten“ sich in der alpinen Literatur eingebürgert hat.

Die Entwicklung scharf kontrastierender, vicariierender Faciesgebilde prägt den Triasablagerungen des Südosttirolischen Hochlandes ihren eigenartigen Charakter auf. Der Kontrast wird verschärft durch das Auftreten weit verbreiteter Eruptivmassen und aus solchen regenerierter Bildungen aus der Zeit der ladinischen Stufe. Es ist das wichtigste Resultat der Detailaufnahme dieser Region durch E. v. MOJSISOVICS[2] und dessen Mitarbeiter, den Beweis erbracht zu haben, daß an zahlreichen Stellen ganze durch eine bestimmte Aufeinanderfolge der Faunen als selbständige Glieder im Triassystem gekennzeichnete Schichtreihen durch eine lokal zu sehr bedeutender Mächtigkeit anschwellende Dolomit- oder Kalksteinbildung vertreten werden. Diese kurz als Dolomitriffe bezeichneten Massen von Dolomit und Kalkstein, deren Mächtigkeit bis zu 1000 *m* ansteigt, gehören keineswegs einem bestimmten Horizont der südalpinen Trias an, sondern repräsentieren lediglich eine bestimmte Ausbildungsweise (Facies), die teils eine einzelne, teils eine Mehrheit von Zonen umfaßt, die in der Nachbarschaft der Dolomitriffe durch Augitporphyr- und Melaphyrlaven oder klastische Sedimente verschiedener Art vertreten sind.

[1] Aus der reichen Literatur über die Eruptivstöcke von Fleims und Fassa kommen seit der grundlegenden Monographie F. v. RICHTHOFENS für die Darstellung der tektonischen Verhältnisse insbesondere folgende Publikationen in Betracht: C. DOELTER. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1876, Bd. 74, S. 857—878 u. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 239: E. v. MOJSISOVICS: „Dolomitriffe etc.“, S. 367—394; E. REYER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 1—56; W. BRÖGGER: „Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes“; „Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo“, Christiania 1895. W. SALOMON. Tschermaks Min. Mitt. XVII, 1897, S. 233—241; O. v. HUBER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, L, 1900, S. 359—409.

[2] E. v. MOJSISOVICS: „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“, Wien 1879.

Der Facieswechsel macht sich im Gebiete der Dolomitriffe von Südosttirol über der sehr gleichmäßig entwickelten Platte des Mendoladolomits

Fig. 21. Set Sass und Richthofen-Riff im obersten Buchenstein.
(Auskeilen des Schlerndolomits in den Cassianer Mergeln.)
Nach einer Photographie von L. Egger.

der anisischen Stufe geltend und schließt nach oben mit den Raibler Schichten der karnischen Stufe ab, die ebenfalls eine allenthalben ziemlich gleichmäßig ausgebildete Ablagerung von litoralem Charakter darstellen. Als das typische

Beispiel für die Rifffacies der zwischen dem Mendoladolomit und den Raibler Schichten eingeschlossenen Triashorizonte kann die Dolomitmasse des Schlern bei Bozen gelten. Für jene Rifffacies selbst ist von dieser klassischen Lokalität die Bezeichnung Schlerndolomit üblich geworden.

Schlern (2651 *m*) und Rosengarten (3002 *m*) im O und das Mendelgebirge im W des Bozener Quarzporphyrplateaus bilden eine einheitliche, nur durch die Erosion heute voneinander getrennte Platte von Triasdolomit. Die Dolomitplatte des Schlern und Rosengarten ruht auf der dem Kessel von Bozen zugekehrten Seite auf einer gemeinsamen Unterlage von Mendola-

Fig. 22. Die Roßzähne vom Seiseralpenhaus.
(Verzahnung des Schlerndolomits mit den Pachycardientuffen.)
Nach einer Photographie von Dr. G. v. Arthaber.

dolomit, von der sie nur durch eine lokal deutlich ausgebildete Kluft getrennt ist. Auf der Nord- und Ostseite des Schlern dagegen ist auf der Seiser Alpe zwischen dem Mendoladolomit und Schlerndolomit eine gegen 700 *m* mächtige Gesteinsreihe entwickelt, deren Gliederung schon 1844 von H. Emmerich[1]) in durchaus zutreffender Weise gegeben wurde. Seither ist durch die Arbeiten von F. v. Richthofen, C. v. Gümbel, E. v. Mojsisovics, K. v. Zittel und seiner Schüler das Plateau der Seiser Alpe zu dem bestbekannten und lehrreichsten Triasgebiete der Südalpen geworden. Während die tieferen Schichtglieder bis zum permischen Bellerophonkalk herab in dem Normalprofil der Pufelser Schlucht am besten aufgeschlossen sind, bilden

[1]) H. Emmerich. N. Jahrb. f. Min. 1844, S. 791—803.

die jüngeren Triasschichten teils die Randkante des Plateaus, teils die Oberfläche des letzteren. Über dem Mendoladolomit folgen zunächst Buchensteiner Schichten, deren oberste Bänke die schöne *Daonella Taramellii* enthalten, dann eine gewaltige Masse von Laven des Melaphyrs, in dessen unmittelbarem Hangenden die eigentlichen, geringmächtigen Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* liegen. Eine reiche Cephalopodenfauna der Wengener Schichten hat Pompecky aus bunten Kieselkalken namhaft gemacht, die als schmale Schnüre oder Linsen den Unebenheiten der Oberfläche des Melaphyrs eingelagert sind. Über den Wengener Schichten folgen Mergel- und Kalkbänke mit der Fauna von St. Cassian, die nach oben allmählich in einen mächtigen Komplex dunkler Tuffe übergehen. Broili, Loomis und Reid haben in diesen Tuffen mit *Pachycardia rugosa* eine sehr artenreiche Fauna gesammelt, die, wie K. v. Zittel[1]) zuerst erkannte, durchaus den Charakter einer Mischfauna an sich trägt und sich aus typischen Cassianer und Raibler Arten zusammensetzt. In den unteren Lagen dieser Tuffe treten Blöcke von Kalkstein (F. v. Richthofens Cipitkalk) auf.

Die Beziehungen dieser geschichteten Ablagerungen der Seiser Alpe zu dem massigen Schlerndolomit sind lange der Gegenstand vielfacher Kontroversen gewesen, doch erscheint gegenwärtig eine Übereinstimmung der Anschauungen in den wesentlichsten Punkten angebahnt.

F. v. Richthofen, dessen Monographie von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe[2]) noch immer als die grundlegende Arbeit für unsere Kenntnis der Struktur des südosttirolischen Hochlandes gelten darf, hielt, gestützt auf Beobachtungen am Nordabhange des Schlern und in der Umgebung von St. Cassian, den Schlerndolomit für ein fixes Triasniveau im Hangenden der Cassianer und im Liegenden der Raibler Schichten[3]) und mußte demgemäß zur Erklärung der Auflagerung des Schlerndolomits auf dem Mendoladolomit im Gebiete des Tiersertales zu der Annahme einer Lücke in der Sedimentbildung greifen. Er glaubte, daß die Platte des Mendoladolomits auf dem südlichen Schlerngehänge trocken gelegt worden sei, während die Buchensteiner und Wengener Schichten auf der Seiser Alpe abgelagert wurden. Erst während der Cassianer Zeit trat eine allgemeine Überflutung des Distrikts ein, so daß gleichzeitig mit den Cassianer Schichten die tiefsten Partien des Schlerndolomits unmittelbar über dem Mendoladolomit sich niederschlugen. Seit die Annahme einer solchen Lücke in der Sedimentbildung zwischen dem Schlerndolomit und Mendoladolomit sich als mit zahlreichen Tatsachen im Widerspruch stehend erwiesen hat, ist die Schlußfolgerung,

[1]) K. v. Zittel, Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. d. math.-phys. Kl., München 1899, XXIX, S. 341—359.

[2]) F. v. Richthofen: „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe". Gotha 1860.

[3]) Doch hält F. v. Richthofen den untersten Teil des Schlerndolomits für gleichaltrig mit den obersten Schichten der Seiser Alpe, welche er in das Niveau von St. Cassian stellt.

daß mindestens der untere Teil des Schlerndolomits auf der Südseite des Schlern ein zeitliches Äquivalent der Buchensteiner und Wengener Schichten des Nordgehänges sei, eine so zwingende geworden, daß sie selbst von jenen, die die Rifftheorie von E. v. Mojsisovics auf das entschiedenste bekämpfen, nicht abgelehnt wird. In der Tat läßt sich für den unteren Teil dieser Riffmassen durch Fossilfunde in den Kalken des Cislon,[1] der Marmolata[2] und des Latemar bei Forno[3] auch der paläontologische Nachweis führen, daß sie den untersten Wengener Schichten im Alter gleichstehen.

Der Aufbau eines Teiles der großen Kalk- und Dolomitmassen in der Umgebung des Fassa- und Fleimser-Tales ist, wie E. v. Mojsisovics zeigte, den Haupteruptionen der Melaphyre und Augitporphyrite der Wengener Zeit vorangegangen. F. v. Richthofen verlegt das Eruptionszentrum dieser Lavaströme in das Bufaure-Gebirge und E. v. Mojsisovics, W. Salomon u. a. haben sich seiner Meinung angeschlossen. Die Augitporphyrlaven liegen bald auf normalen Buchensteiner Schichten, bald auf dem von zahlreichen Gängen durchsetzten Riffkalk. Auffallend ist hier schon im Landschaftsbilde der Farbenkontrast zwischen den hellweißen Kalken und Dolomiten und den dunklen Eruptivgängen, die F. v. Richthofen treffend mit schwarzen Fäden vergleicht, die wie ein netzförmiges Gewebe das bleiche Kalkmassiv überziehen.

Für den Schlerndolomit des Schlern selbst erscheint die Gleichaltrigkeit mit den geschichteten Bildungen der Seiser Alpe durch das zahnförmige Ineinandergreifen des Dolomits der Roßzähne und der Cipitkalke und Pachycardientuffe im Quellgebiete des Frötschbaches,[4] ferner durch die Entdeckung der Fauna der Pachycardientuffe im Dolomit des Schlernplateaus sichergestellt. Der Schlerndolomit erreicht auf der Südseite des Schlern eine Mächtigkeit von 900 *m*. Zu oberst ist ihm ein schwaches Lager von Melaphyr und Tuff eingebettet, das mit den gewaltigen Melaphyrströmen der Seiser Alpe nicht zusammenhängt. Auf den im Hangenden des Melaphyrlagers folgenden, gebankten Dolomiten liegen die roten Raibler Schichten, deren Fauna von S. v. Wöhrmann und Koken beschrieben wurde.

Die Beziehungen der großen zusammenhängenden Dolomit- und Kalkmasse zwischen dem Schlern, der Marmolata und dem Piz von Sagron, deren Bildung bereits zur Zeit der Buchensteiner und Unteren Wengener Schichten (Fassanische Unterstufe) begann, zu den geschichteten Sedimenten des östlich angrenzenden dolomitfreien Gebietes sind am schönsten in dem Kamme der Civetta (3220 *m*) aufgeschlossen. Der Sockel dieses gewaltigen, aus flach muldenförmig gelagerten Dachsteinkalken bestehenden Berges entblößt an seinem Westabhang gegen den Cordevole die Wandabstürze

[1] S. Polifka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 595.

[2] W. Salomon. „Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata.“ Palaeontographica, XLII, 1895, S. 12 ff.

[3] E. Kittl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 99. Vergl. auch A. Tommasi. Atti R. Acad. degli Agiati, ser. III, vol. I, fasc. III, 1895.

[4] Vergl. auch Rothpeltz. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1899, S. 105.

eines ungeschichteten Dolomits, während auf dem Zoldo zugekehrten Ostgehänge unter den Raibler Schichten an Stelle des Dolomits nur die weichen Formen der Tuff-, Mergel- und Sandsteinfacies erscheinen.[1]) Ausgezeichnete Beispiele für das Eingreifen der Riffmassen in die heteropischen Bildungen bieten in diesem Gebiete der Monte Carnera, der Monte Framont und die Palle di San Lucano bei Agordo.

Während eine Vertretung der Tuff- und Mergelfacies aller obertriadischen Sedimente unter den Raibler Schichten durch eine einheitliche Kalk- beziehungsweise Dolomitmasse für die Region im Süden der Linie Mahlknecht—Col di Lana auch von den Gegnern der Rifftheorie zugegeben wird, halten die letzteren für den Schlerndolomit des nördlich von jener Linie befindlichen Gebietes an der Meinung fest, daß derselbe sich über der Wengen—St. Cassianer Schichtgruppe deckenartig als eine jüngere Bildung ausbreite. Diese Meinung hat in neuerer Zeit in Miss M. Ogilvie[2])

Fig. 28. Durchschnitt durch die Gebirgsmasse der Civetta.
(Nach E. v. Mojsisovics.)
Gleichmäßige Überlagerung der heteropischen Bildungen durch Raibler Schichten und Dachsteinkalk.
a Dontschichten, *b* Mendola Dolomit und Buchensteiner Dol., *c* Augitporphyrtuffe, *d* Wengener Sch., *e* Cassianer Sch., *f* Schlerndolomit, *g* Raibler Sch., *h* Dachsteinkalk.

ihren entschiedensten Vertreter gefunden. Nach Miss Ogilvies Untersuchungen ist der Schlerndolomit in Gröden, Enneberg und Ampezzo eine einfache, normale Sedimentschicht, die stets die Raibler Schichten von den Cassianer Schichten trennt. Die von E. v. Mojsisovics an so zahlreichen Stellen beschriebenen auffallenden Erscheinungen eines zackenförmigen Ineinandergreifens der Dolomit- und Mergelfacies werden von Miss Ogilvie ausschließlich auf Brüche zurückgeführt, was mir wohl viel zu weit gegangen scheint. Sagt doch selbst ein zu der Annahme von Brüchen so sehr geneigter Gegner der Rifftheorie wie Rothpletz vom Richthofen-Riff am Fuße des Sett Sass: „Es kann keinem Zweifel mehr unterliegen, daß das Richthofen-Riff ein wirklich in die versteinerungsreichen Cassianer Schichten eingelagerter Dolomitklotz ist, der nach Osten sich rasch linsenartig zu einer

[1]) E. v. Mojsisovics. Dolomitriffe, S. 322 ff. Ein Profil ganz ähnlicher Art hat G. Geyer (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 127) aus der Umgebung von San Stefano beschrieben.

[2]) Miß M. Ogilvie. Quart. Journ. Geol. Soc. XLIX, 1893, S. 1—78, Geol. Mag. 1894, S. 1.

dünnen dolomitischen Kalkbank verschmälert, nach kurzem Streichen reiner Kalkstein wird und als unbedeutende Einlagerung in den Cassianer Kalken und Mergeln ganz verschwindet."[1])

Unwiderleglich scheint mir ferner durch die die älteren Angaben von Hoernes im wesentlichen bestätigenden Detailaufnahmen von Geyer[2]) für das Ampezzaner Gebiet die Tatsache erwiesen, daß in der großen, von E. v. Mojsisovics als „Sextener Riff" bezeichneten Dolomitmasse der Schlerndolomit alle Triasglieder von der unteren Grenze der Buchensteiner Schichten bis zu jener der Raibler Schichten umfaßt. Denn er liegt im W des Kreuzberg-Passes ohne Intervention einer tektonischen Störung auf Mergeln, die eine Ammoniten- und Brachiopodenfauna der anisischen Stufe geliefert haben. In Übereinstimmung mit Miss Ogilvie ist dagegen — glaube ich — allerdings zuzugeben, daß der Schlerndolomit am Ende der Cassianer Zeit eine so bedeutende räumliche Ausdehnung gewann, daß er tatsächlich fast überall sich zwischen Raibler und Cassianer Schichten einschaltet. Auf eine bedeutende seitliche Ausdehnung der Dolomitmassen gegen den Schluß der Cassianer Epoche hat schon E. v. Mojsisovics hingewiesen. Man muß sich daher für eine richtige Bewertung des Schlerndolomits vor Augen halten, daß derselbe einerseits in der Gestalt von Klötzen oder Stöcken auftritt, die eine facielle Vertretung der benachbarten Tuff- und Mergelablagerungen darstellen, daß er aber anderseits auch als eine wie ein normales Sediment zwischen Cassianer und Raibler Schichten regelmäßig eingeschaltete Platte erscheint.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Schlerndolomits zu den angrenzenden Triassedimenten sind so eigentümlicher Art, daß sie schon 1860 F. v. Richthofen zur Aufstellung der Korallrifftheorie als einer möglichen Erklärung derselben veranlaßten. Die Deutung der ungeschichteten Kalk- und Dolomitmassen des Südosttirolischen Hochlandes als Korallriffe wurde von Stur[3]) akzeptiert, von C. v. Gümbel[4]) bekämpft, aber von E. v. Mojsisovics 1875[5]) mit neuen Argumenten aufgenommen und in seinem Werke über die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien in glänzender Weise verteidigt. So enge schien ihm die Korallrifftheorie mit jener des Facieswechsels verknüpft zu sein, daß in dem genannten Werke beide gewissermaßen zu einer einzigen verschmolzen sind und die den Facieswechsel beweisenden Tatsachen zugleich als Beweise für die Richtigkeit der Korallrifftheorie angesehen werden.[6])

---

[1]) A. Rothpletz. „Ein geolog. Querschnitt durch die Ostalpen" 1894, S. 61.

[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 139.

[3]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 529.

[4]) C. v. Gümbel. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. math.-phys. Kl. 1873, S. 14. Erwiderung von F. v. Richthofen in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874, S. 225.

[5]) E. v. Mojsisovics, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1875, 71. Bd.

[6]) Loretz. (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1874, S. 377, 1875, S. 784.), der schon vor E. v. Mojsisovics die Idee des Facieswechsels vertrat, verhielt sich gleichwohl entschieden ablehnend gegen die Rifftheorie F. v. Richthofens.

Eine noch schärfere Opposition als gegen die Einordnung der Dolomitfacies in die Gliederung der südtirolischen Trias hat sich gegen die Auffassung des Schlerndolomits als eine Korallriffbildung erhoben. ROTHPLETZ, E. FRAAS und Miß M. OGILVIE haben die Rifftheorie abgelehnt. Eine vermittelnde Stellung nimmt W. SALOMON ein, der sich zwar ebenfalls gegen die koralligene Entstehung der Dolomitstöcke ausspricht, aber die von E. v. MOJSISOVICS beschriebenen Eigentümlichkeiten der letzteren zugibt.[1])

Die Eigentümlichkeiten, die den Schlerndolomit von den umgebenden Sedimenten in Bezug auf sein stratigraphisches Verhalten unterscheiden,

Fig. 24. Blockförmiges Auskeilen des Schlerndolomits in Cassianer Mergeln oberhalb des Groedener Joches (2137 *m*)
(Nach einer Photographie von Dr. G. v. Arthaber.)

sind mehrfacher Art. Der Schlerndolomit bildet oft stockförmig aus seiner Umgebung aufragende Massen. Wo durch die Denudation die Böschungsfläche des alten Riffes bloßgelegt und zum heutigen Abhange geworden ist, sieht man, daß die Riffböschung mit den angelagerten Sedimenten einen steilen Winkel bildet. Dieser Facieswinkel beträgt an einzelnen Stellen 30°, an der Palle di San Lucano sogar 50°. Er ist kleiner als bei den meist in bedeutende Tiefen fast senkrecht abstürzenden modernen Korallriffen, aber immerhin von sehr beträchtlicher Größe, da das Auskeilen der Facies

[1]) Ich habe die meisten der für diese Frage in Betracht kommenden Lokalitäten durch wiederholten Besuch aus eigener Anschauung kennen gelernt.

sonst zumeist unter einer viel sanfteren Neigung stattfindet. An dem äußeren Gehänge der Stöcke beobachtet man eine der Böschungsfläche entsprechende Plattung (Überguß-Schichtung). Sie ist eine an die heteropische Grenze gebundene und diese charakterisierende Erscheinung. An der heteropischen Grenze tritt ferner gelegentlich Block- oder Conglomeratstruktur auf. An den Roßzähnen ist der Übergang des Schlerndolomits in blockförmige Kolonien von Riffkorallen zu beobachten. Die Mächtigkeit der Dolomitmassen in den verschiedenen Zeitabschnitten der Riffperiode ist eine sehr wechselnde, desgleichen die räumliche Ausdehnung, die am Schlusse der Cassianer Epoche eine viel größere war als zur Zeit der Ablagerung der Buchensteiner Schichten. Es hat also innerhalb dieses Zeitraumes ein Übergreifen der Dolomitfacies über weite Strecken des heteropischen Gebietes stattgefunden. Die einzelnen Riffmassen besitzen, soweit nicht jüngere Störungen eine Ausnahme bewirkt haben, eine übereinstimmende Sockelhöhe (2200—2300 *m*), die höher ist als die Unterlage des benachbarten rifffreien Gebietes. Die peripherisch gelegenen Riffe entsprechen daher höheren Teilen des Meeresbodens, die zwischen sich ein tieferes zentrales Becken einschließen. Vulkanisches Material, das während der Wengener Epoche hervorbrach, füllte allmählich die tieferen Partien des unebenen Meeresbodens aus, während auf dem höher gelegenen nicht vulkanischen Meeresgrunde die Riffe des Schlerndolomits emporwuchsen. Von diesen Riffen aus versuchte das organische Leben in jeder Pause zwischen den einzelnen Eruptionen gegen die vulkanische Region vorzudringen und hinterließ seine Spuren in den blockförmigen Kolonien von Riffkorallen. Nachdem die Ausfüllung der tieferen Meeresteile mit vulkanischem Material beendet war, griff die Dolomitentwicklung allenthalben noch vor Eintritt der Raibler Epoche auf die Tuff- und Mergelablagerungen der heteropischen Region über.

Der Auffassung von Tornquist, daß zwischen dem Auftreten der Dolomitstöcke und der triadischen Eruptivmassen ein ursächlicher Zusammenhang bestehe, indem die Dolomitstöcke nur in den durch die Eruptionen entstandenen Unebenheiten des Meeresbodens zusammengeschwemmte Anhäufungen von organischem Sediment seien, ist entgegenzuhalten, daß diese Auffassung dem Emporsteigen der Riffe aus den angrenzenden Tuffen und Mergeln in steilen Böschungsflächen nicht Rechnung trägt und daß die Verbreitung der Riffe über jene der triadischen Eruption hinausgeht.

Manche gewichtige Einwände gegen die Korallrifftheorie sind noch nicht so weit entkräftet, daß die letztere als die einzig zulässige Erklärung der Entstehung des Schlerndolomits angesehen werden dürfte. Wie immer die Entscheidung in jener Frage ausfallen mag, so wird doch durch dieselbe die Bedeutung der Tatsache nicht geschmälert, daß in Südosttirol zur Zeit der fassanischen, longobardischen und cordevolischen Unterstufen der Trias stockförmige Massen von ungeschichteten Kalken und Dolomiten aufgebaut wurden, an deren Abhängen vulkanische Tuffe und klastische Sedimente gleichzeitig zur Ablagerung gelangt sind. Für diese Dolomitmassen

halte ich in Übereinstimmung mit SUESS[1]) den Ausdruck „Riff“ für gerechtfertigt, ohne daß mit demselben die Deutung einer koralligenen Entstehung notwendig verknüpft sein müßte.[2]) Überhaupt scheint mir der Streit, ob die Dolomitstöcke von Südosttirol als Korallriffe oder als Algenriffe aufzufassen seien, sehr erheblich an Bedeutung eingebüßt zu haben, seit durch die Untersuchungen der Siboga-Expedition die innigen Beziehungen von Korallenriffen und Lithothamnien-Bänken in der Sunda-See festgestellt worden sind und der Nachweis erbracht ist, daß die Algen wie die Korallen in gleichem Sinne an dem Aufbau der Riffe und in so unmittelbarer Nachbarschaft arbeiten, daß ihr Material sich schließlich mengt. Auch darf man, wie BENECKE[3]) mit Recht betont hat, die sogenannten Riffkalke der alpinen Trias wohl nicht als ganz gleichartige Bildungen ansehen und auf dieselbe Entstehungsursache zurückführen. Trifft man derartige Riffkalke, d. h. mächtige, insbesondere schichtungslose Massen von Dolomit oder Kalk, so können sowohl Korallen als die verschiedensten, reichlich Kalk absondernden Organismen dieselben ursprünglich aufgebaut haben. Manche Einwendungen, die von ROTHPLETZ und SALOMON gegen die Rifftheorie erhoben wurden, scheinen mir durch FRECH und VOLTZ teilweise entkräftet worden zu sein.

Es haben die Beziehungen der Dolomitriffe zu der gleichalterigen Tuff- und Mergelfacies hier eine ausführlichere Darstellung gefunden, als sie sonst stratigraphischen Verhältnissen in diesem Buche vorbehalten ist, weil sie einerseits für die eigenartige landschaftliche Physiognomie des Südosttirolischen Hochlandes bestimmend sind und weil anderseits ihre Interpretation in der Deutung der Struktur dieses Gebietes eine nicht unwesentliche Rolle spielt.

Innerhalb des Südosttirolischen Hochlandes vereinigen sich die günstigsten Verhältnisse, um eine großartige und wechselreiche landschaftliche Szenerie hervorzubringen, bedeutende Höhenunterschiede und große Mannigfaltigkeit des Gesteins bei vorherrschend flacher, wenig geneigter Lagerung.

„Kaum kann sich“ — schreibt E. v. MOJSISOVICS (l. c. p. 111) — „ein anderes Gebiet der Alpen mit Südtirol in Bezug auf die reichliche und glückliche Abwechslung kontrastierender Gesteinsarten messen. Der geheimnisvolle Zauber, welcher über diesen im großen Stile angelegten Landschaften ausgebreitet ist, beruht auf den Gegensätzen zwischen den dunkelgefärbten und der Vegetation günstigen verschiedenartigen Eruptivgesteinen, Mergeln und Sandsteinen auf der einen und den hellen, nackten, bis hoch in die Schneeregion hinanragenden Kalken auf der andern Seite. Vorzüglich dem Heteropismus der unter den Raibler Schichten gelegenen

[1]) E. SUESS, „Das Antlitz der Erde“ II, S. 331.

[2]) J. WALTHER (PETERMANNS Geogr. Mitt. Ergänzungsh. Nr. 102, S. 29.) betrachtet den Ausdruck für alle durch solche Organismen entstandenen Kalkablagerungen als zulässig, die Sand aufzufangen im stande sind.

[3]) E. BENECKE, N. Jahrb. f. Min. 1895, I, S. 104.

Triashorizonte, aber auch dem Auftreten altvulkanischer Gesteine ist es zuzuschreiben, daß ansehnliche becken- und kanalförmige Talweitungen das starre Kalkhochgebirge unterbrechen und mit ihren ausgedehnten Wiesen, Wäldern und Weiden die Landschaft beleben. In welch hohem Grade die mitten zwischen den Kulminationspunkten des Kalkhochgebirges gelegenen Becken und Hochflächentäler — die Hochfläche der Seiser-Alpe, das badiotische Hochplateau mit Buchenstein, die Ampezzaner Talweitung, die vom Pelmo überragte Hochfläche von Zoldo, die halbkreisförmige Tallandschaft östlich von Agordo — den Reiz der Szenerie erhöhen, wird jeder der Gegend kundige bestätigen. Wasserrisse und Gehänge sind von prächtigem, dunklen Nadelholz beschattet, über die ausgedehnten welligen Hochflächen zieht ein üppiger Grasteppich und schroff und unvermittelt erheben sich über und neben ihnen die schönen, aber vegetationsarmen bleichen Kalkmassive oder die in phantastische Zacken und Zinnen aufgelösten Dolomitriffe. Größere Gegensätze sind kaum denkbar."

Unter den mattenbedeckten Hochflächen, die sich an das Auftreten heteropischer Tuff- und Mergelbildungen zwischen den Riffen des Schlerndolomits knüpfen, ist die Seiser Alpe im S des Grödenertales die auffallendste. Ihr sanft gewelltes, am Nordrande durch den Schichtenkopf des harten Augitporphyrs (Puflatsch) überhöhtes, im W und S bis an die mauerartig emporragenden Riffmassen des Schlern- und Langkofel heranreichendes Plateau bildet den ausgedehntesten und üppigsten Almboden Tirols. Sie repräsentiert in der Tat einen eigenartigen Landschaftstypus. Mit Recht singt ein Tiroler Nationallied von ihr:

„Des Gletschers Silberspitze, des Waldes feuchtes Grün,
Des Sees tiefblauen Spiegel, der Alpenrose Blühn,
Des Wasserfalles Säule hat manches Bergland wohl;
Doch eine Seiser Alpe hat nur das Land Tirol."

Orographisch zerfällt das Südosttirolische Hochland in eine Anzahl unregelmäßig zerteilter, plateauförmiger Gebirgsmassen. „Die Individualisierung der Massen erscheint als das hervorstechende orographische Merkmal. Jeder Stock bildet ein Gebirge für sich und erst die geologische Synthese lehrt den Zusammenhang des Ganzen und die Bedeutung des Einzelnen kennen." (E. v. Mojsisovics, l. c. p. 108).

Allerdings wäre es ein Irrtum zu glauben, daß die heutigen Steilabbrüche der einzelnen Bergmassive mit Grenzen der triadischen Dolomitriffe zusammenfallen. Nur ausnahmsweise, wie in dem westlichen Gehänge des Plattkofel, ist die Böschungsfläche des alten Riffes durch die Denudation entblößt. Die bizarren Formen des Langkofel und Rosengarten, der Geißlerspitzen, des Cimon della Pala und seiner Trabanten, der Marmolata und des Vernel sind nur ein Werk der Erosion und durch deren Tätigkeit aus der ursprünglich zusammenhängenden Riffmasse herauspräpariert worden.

Die durch den Faltenbau bedingten Parallelketten der Nordtiroler Kalkalpen fehlen vollständig im Gebiete des Südosttirolischen Hochlandes.

Zu der Kettengliederung des Etschbuchtgebirges steht die Individualisierung der einzelnen Bergmassive im Osten des Bozener Porphyrschildes in einem ähnlichen durch die Verschiedenheit der tektonischen Verhältnisse bedingten Kontrast, wie die Region der Plateaustöcke des Salzburger Hochgebirgsriffkalkes zu den Faltenzügen des Karwendel- und des Kaiser-Gebirges. Die große Durchgängigkeit, der Reichtum an Talsätteln und niedrigen, breiten Bodenschwellen zwischen hochaufragenden Bergen charakterisieren das Gebiet der Dolomitriffe und ermöglichen es auch dem Ungeübten mit geringerer Mühe als irgend sonst in den Alpen in das Herz der Hochgebirgswelt einzudringen.

Eine nicht unerhebliche physiognomische Verschiedenheit besteht zwischen den aus Schlerndolomit aufgebauten Bergen der Westhälfte des Südosttirolischen Hochlandes und den Dolomiten von Zoldo, Buchenstein, Ampezzo und Sexten, wo über dem Schlerndolomit noch der Dachsteinkalk in ansehnlicher Mächtigkeit zur Entwicklung gelangt ist. Von den ungeschichteten, pfeilerartig zerklüfteten Massen des Riffdolomits stechen die durch regelmäßige Bankung in ungezählte, bandförmige Streifen und schuttüberrieselte Gesimse zerfallenden Wände des Dachsteinkalkes scharf ab. Zwischen den beiden hohen, steilwandigen Gehängestufen des Schlerndolomits und des Dachsteinkalkes läuft in der Regel, der Zone der leicht zerstörbaren mergeligen Raibler Schichten entsprechend, eine sanfter geböschte Terrasse durch das Bergmassiv, die einen wohltuenden Ruhepunkt für das Auge darbietet.

Die überwiegend flache Lagerung der Schichten und das Vorherrschen fester, zu senkrechter Klüftung disponierter Gesteine begünstigen die Bildung terrassierter, blockförmiger Berggestalten. Das auffallendste Beispiel einer solchen ist der Riesenblock des Pelmo (3169 *m*), der vollkommen isoliert mehr als 1000 *m* hoch mit allseits schroff abfallenden Wänden sich über die sanft konturierte, grüne Wiesenfläche von Zoldo erhebt. Aber auch eine Reihe der kühnsten und wildesten Hochgipfel des Sextener Gebietes, wie die Drei Zinnen, die Dreischusterspitze, der Zwölferkofel, sind durch die Erosion aus vollkommen horizontal liegenden Bänken des Dachsteinkalkes herausmodelliert worden. Mit Recht betont Neumayr, daß diese Region durch die wildesten Bergformen bei horizontaler Lagerung der Schichten dem mit anderen Teilen der Alpen vertrauten Geologen ein fremdartiges Bild zeige.

Wo der Einfallswinkel der Schichten von der söhligen Lagerung erheblich abweicht, dort entstehen Kämme mit einseitigem, in der Regel nach S gekehrtem Steilabfall. Beispiele bieten die Marmolata für den Schlerndolomit, die Gruppen des Monte Cristallo und Antelao für den Dachsteinkalk.[1]

Im N liegen die Triasbildungen des Südosttirolischen Hochlandes mit südlichem Einfallen auf einem schmalen Saume kristallinischer Schiefer,

[1] Über den Einfluß des Gebirgsbaues auf die Terraingestaltung im Südtirolischen Hochland vergl. auch R. Hoernes, Zeitschr. d. Deutsch. und Österr. Alpenver., VI.

wie auf einer Schüssel auf. Diese phyllitische Zone, die am Ausgange des Sextentales in SO-Richtung über die tirolisch-venetianische Grenze in das Gebiet des Comelico zieht, wird durch die einer Fortsetzung der Judicarienlinie entsprechende, südwärts überkippte Faltenverwerfung Brunneck-Sillian (vergl. S. 102) von den kristallinischen Gesteinen der Zentralzone geschieden. Auch das Einfallen der Phyllite im N des Triasgebirges ist in der Regel nach S gerichtet, aber erheblich steiler. Eine Reihe von Profilen durch den Denudationsrand hat LORETZ[1]) veröffentlicht. SUESS[2]) betont, daß das Abfallen der Trias vom Phyllit zuweilen so steil sei, daß man eine abgewaschene Flexur voraussetzen möchte.

Die Lagerungsverhältnisse des Triasgebirges sind relativ einfach. Dieser Satz gilt freilich nur für das Südosttirolische Hochland im großen und ganzen. Die Struktur einzelner beschränkter Teile bietet tektonische Komplikationen, die solchen in anderen Gruppen der Alpen nicht nachstehen. Die für den Gebirgsbau maßgebenden Störungsformen sind nach den Ergebnissen der Detailaufnahme durch E. v. MOJSISOVICS, denen ich in dieser Darstellung folge, Verwerfungsbrüche, während Faltungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. In seiner vollen Strenge läßt sich allerdings das alte Dogma von dem flach tafelförmigen Bau des Südosttirolischen Hochlandes nach den neueren Erfahrungen nicht mehr aufrecht erhalten. In der Gruppe der Marmolata hat SALOMON mehrere gleichsinnig geneigte, parallele Überschiebungen nachgewiesen, an denen stets die nördliche Scholle auf die südlich anstoßende hinaufgeschoben wurde. Schuppenstruktur durch nordwärts gerichtete Überschiebung ist nach Miß M. OGILVIES Beobachtungen für die Umgebung des Dürrenstein zwischen Prags und Schluderbach bezeichnend. Faltungserscheinungen intensiver Art treten ferner im Gefolge von Grabenbrüchen auf, durch die jüngere mesozoische Bildungen inmitten der Dachsteinkalkplateaus eingesunken und vor der Zerstörung durch die Denudation bewahrt geblieben sind. Der auffallendste dieser Einbrüche ist jener auf der Puezalpe in der Gardenazza-Tafelmasse, wo versteinerungsreiche Neocomschichten im Dachsteinkalk eingeklemmt und von diesem überschoben sind. E. HAUG[3]) hat gezeigt, daß hier südwärts überschobene Schuppen vorhanden sind. Indessen darf nicht übersehen werden, daß es sich nur um räumlich nicht sehr ausgedehnte Störungen handelt, über deren Bedeutung Vergleiche mit den Kalkkeilen des Aarmassivs oder mit den Überschiebungen im belgischen Kohlengebirge irrezuführen geeignet sind. Es darf endlich auch nicht außer acht gelassen werden, daß einige der größten Verwerfungsbrüche mit Faltungen in einem engen Zusammenhange stehen, daß sie die Auslösung von Spannungen in Antiklinalen darstellen. Der Bruch von Villnöß geht nach den eigenen Darstellungen von E. v. MOJSISOVICS

[1]) H. LORETZ, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XXVI, 1874, Taf. 8. u. 9.
[2]) E. SUESS, „Das Antlitz der Erde", I, S. 339.
[3]) E. HAUG, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 261.

im O des Sattels zwischen Villnöß und Campil in eine „etwas verschobene, in der Mitte gesprungene Antiklinalwölbung“ über. Ebenso bildet (l. c. p. 216) ein Verwerfungsbruch mit gesenktem Südflügel am Südfuße des Saß da Ciampatsch und Saß Sunger die Fortsetzung einer steilen Antiklinale bei Plon. Als eine gewaltige, bis auf die Wengener Schichten entblößte Antiklinale stellt sich nach E. v. Mojsisovics und R. Hoernes das Bigontina Tal bei Ampezzo dar. Einem steil gestellten Sattel entspricht auch der Zug von Sorasaß im N des Grödentales.

Zwischen den einzelnen Massiven des Schlerndolomits sind die tieferen Triasschichten mehrfach zu periklinalen Wölbungen gestaut. Miß M. Ogilvie[1]) hat in dem Gebiete zwischen Gröden und St. Cassian drei solche periklinale durch angeblich posttriadische Melaphyrintrusionen versteifte Buckel nachgewiesen, zwischen denen in einer Synklinalregion das Dolomitmassiv der Sellagruppe liegt.

Miß Ogilvie betrachtet die Struktur dieser Dolomitstöcke als das Resultat von Torsionsbewegungen, durch die antiklinale Buckel aus Schichten der unteren und mittleren Trias bis zu den Cassianer Schichten hinauf um einzelne synklinale Depressionsgebiete spiral angeordnet wurden. Den Synklinalen entsprechen die einzelnen Dolomitmassive, die mit gekrümmten Überschiebungsflächen auf ihrer Basis liegen. Alle jene Partien von Schlerndolomit, die E. v. Mojsisovics als Riffzungen in den mergeligen Sedimenten ansieht, werden von Miß Ogilvie als unter diesen peripherischen Überschiebungsflächen liegende Reste des basalen Sockels der nächst höheren Torsionsspirale aufgefaßt.

Zu der Voraussetzung derartiger drehender, zu einer schraubenförmigen Aufwindung der Dolomitmassive führender Bewegungen steht die im großen ganzen ruhige und flache Lagerung der Schichten in den Massiven selbst in auffallendem Widerspruch. Ich habe an einer anderen Stelle für die tektonischen Verhältnisse der Hochgebirgsregion im obersten Gröden, Enneberg und Buchenstein eine einfachere Erklärung zu geben versucht und darauf hingewiesen, daß Eingriffen der Erosion in die ursprünglich zusammenhängende Dolomitdecke des Sella-, Gardenazza- und Set Saßmassivs ein erheblicher Einfluß auf die heutige Struktur dieser Region zuzuschreiben sein dürfte.[2]) Sowohl die intensiven Störungen in der Tuff- und Mergelentwicklung der Triassedimente in der Umrandung der Dolomitstöcke als das schüsselförmige Einsinken der letzteren und die peripherischen Überschiebungen an ihrem Außenrande scheinen mir durch den Auftrieb erklärt werden zu können, den die plastische Unterlage aus den Schichten der Tuff- und Mergelfacies durch das auflastende Dolomit- und Dachsteinkalkgebirge erleidet, ohne daß man zu der Annahme komplizierter Torsions-

[1]) Miß M. Ogilvie. Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. LV, 1899, S. 560—633.

[2]) C. Diener. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien 1900, S. 25. F. v. Richthofen hat den in dieser Arbeit eingehender begründeten Gesichtspunkt zuerst der Beachtung empfohlen (Führer f. Forschungsreisende, Berlin 1886, S. 410.)

phänomene seine Zuflucht zu nehmen brauchte. Auch heute noch bekundet sich die Fortdauer der aus dem Drucke des Deckgebirges auf seine plastische Unterlage resultierenden Bewegungen in der Unfertigkeit der Talbildung, in den Ausbrüchen von Schlammströmen, dem Wandern der Gehänge und der Ablösung pfeilerförmiger Dolomitmassen von der Front der Massive.[1])

Alle diese Erfahrungen haben mich zusammen mit meinen eigenen wiederholten Begehungen des Terrains zu der Überzeugung geführt, daß man mit dem Dogma von der flachen Tafel, in der Faltungen nur „als lokale Nebenerscheinungen an den Rändern verworfener Schollen auftreten", über den wahren Sachverhalt hinausgegangen ist, daß vielmehr Faltungen und selbst Überschiebungen — „die Folge und der Ausdruck des stärksten tangentialen Druckes" — in der Region des Südosttirolischen Hochlandes keineswegs fehlen. Ebenso entschieden jedoch muß auf der anderen Seite vor einer Überschätzung dieser Faktoren gewarnt werden. Man darf nicht übersehen, daß im großen und ganzen doch die Lagerung der Schichten eine vorwiegend flache ist, insbesondere in den großen Massiven des Riffdolomits und des Dachsteinkalkes und man muß sich um so mehr vor einer Verallgemeinerung der an der Marmolata gewonnenen Erfahrungen hüten, als diese letzteren ein Gebiet betreffen, das von der Mehrzahl der übrigen Massive in seiner Struktur schon äußerlich durch die steilere Aufrichtung der Schichten abweicht. Man wird daher das von dem Etschbuchtgebirge und der Venetianischen Faltungszone zum mindesten graduell verschiedene Gebiet des Südosttirolischen Hochlandes als eine Region betrachten dürfen, in der die Erdkruste zwar ebenfalls durch faltende Bewegungen in Antiklinalen und Synklinalen gelegt wurde, die Spannungen jedoch nur ausnahmsweise in Überschiebungen, aber in der Regel in Verwerfungsbrüchen ihre Auslösung fanden.

Verwerfungsbrüche sind in der Tat die vorherrschende und augenfälligste Störungsform im Bau des Südosttirolischen Hochlandes. Der Verlauf der Brüche und deren wesentliche Merkmale sind von E. v. Mojsisovics so eingehend beschrieben worden, daß spätere Detailbeobachtungen das aus seiner Darstellung gewonnene Bild wohl in einzelnen Zügen zu bereichern, aber nicht erheblich zu ändern vermocht haben.

Im nördlichen Teil des Gebietes sind drei große, annähernd parallele, O bis OSO streichende Hauptbrüche vorhanden, die sich in der Landschaft Cadore mit einem NO streichenden System von Sprüngen vereinigen. Die Brüche sind häufig intermittierend oder fächerförmig zersplittert.

Der nördlichste unter den Hauptbrüchen ist die Linie von Villnöß. Er beginnt in dem kristallinischen Gebirge von Klausen, folgt dem Laufe

[1]) Schilderungen von Gehängebrüchen und Schlammströmen bei Stur (l. c. p. 531), Klipstein (Beiträge z. Kenntn. d. östl. Alpen, I, S. 21, II, S. 36) und E. v. Mojsisovics (l. c. p. 242).

des Villnößtales, wo seine Sprunghöhe mindestens 800 *m* beträgt, steigt mit stets abnehmendem Betrag der Verwerfung zur Wasserscheide zwischen Villnöß und Campil an und geht im O der letzteren in eine etwas verschobene, in der Mitte gesprungene Antiklinalwölbung über. Auf dieser ganzen Strecke ist der Nordflügel gesenkt, doch wird auf dem Sattel zwischen Villnöß und Campil der Effekt dieser Senkung durch eine Aufbiegung (Schleppung) des abgesunkenen Nordflügels beinahe kompensiert. Im Wengentale wird der Bruch wieder sehr scharf, doch ist von da ab nicht mehr der nördliche, sondern der südliche Flügel gesenkt.

In dem westlichen Abschnitt des Südosttirolischen Hochlandes sind die Verwerfungen, die den Nordflügel des Gebirges senken, nicht ausschließlich auf das Gebiet im N der Villnößlinie lokalisiert. Zu dieser Gruppe von Störungen gehören u. a. die Verwerfung am Nordgehänge der Fassa-Grödener Tafelmasse, die in dem Normalprofil der Pufelser Schlucht die ganze Reihenfolge der Schichten doppelt erscheinen läßt, die Flexur am Nordfuße des Langkofel und die große Flexur zwischen Rosengarten und Schlern, die eine Fortsetzung der Bruchlinie von Tiers darstellt und deren Sprunghöhe E. v. Mojsisovics auf 800 *m* veranschlagt.

Die Tendenz, den Südflügel zu senken, die sich bei der Villnöß-Linie östlich von Wengen geltend macht, ist auch maßgebend für die weiter gegen S folgenden Hauptbrüche, die Linie von Falzarego und die Antelao-Linie.

Die beiden letzteren treffen im Gebiete von Cadore mit einem System NO streichender Brüche zusammen. E. v. Mojsisovics und Harada betrachten diese Störungen als eine Fortsetzung der Val Sugana-Brüche, doch hat schon Futterer[1]) mit Recht darauf aufmerksam gemacht, daß die wahre Fortsetzung der Val Suganalinie eher in der großen Tagliamento-Flexur Taramellis zu suchen sein dürfte. Jedenfalls erscheint es zweckmäßiger, das System NO streichender Sprünge, das die komplizierten Bruchfelder der Umgebung von Pieve di Cadore umschließt, mit einem besonderen Namen zu bezeichnen, da ein direkter Zusammenhang mit den Val Sugana-Brüchen nicht nachweisbar ist. Innerhalb dieses Cadorischen Sprungbündels tritt bei Lorenzago ein inselartiger Aufbruch kristallinischer Gesteine hervor.

Das Südosttirolische Hochland bricht im Sextener Riff ostwärts mit einer breiten Front gewaltiger Felsmauern gegen ein grünes aus Phyllitgesteinen zusammengesetztes Depressionsgebiet ab, dem die Tiefenfurche des Kreuzberg-Passes folgt. Es bildet den nordöstlichen Rand der kristallinischen Schüssel, in der, um das an einer vorhergehenden Stelle gebrauchte Bild festzuhalten, die triadischen Kalkmassen der Südtiroler Dolomiten muldenförmig und in mäßige Falten gelegt, aber von tiefgreifenden Verwerfungen vielfach zerbrochen, ruhen. Dieses Einspringen der kristallinischen

[1]) K. Futterer. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin, 30. Bd., 1895.

Taf. V

Liena
Drau
Bruneck
Brixen
Wengen
Puez-A.
St. Cassian
Auronzo
Rigolato
Falzarego-Linie
Antelao-Linie
Rosengarten
Marmolata
Antelao
Pieve di Cadore
Tolmezzo
Tagliamento-Flexur
Predazzo
Agordo
Frattura periadriatica
Aviano-Linie
Meduno
Belluno
Mte Cavallo
L. di Sta Croce
Col Visentin
Feltre
Piave
Frattura di Moreno
Asolo
Bassano
Tagliamento
Brenta
Padua
Mti Euganei
Battaglia
Este

Krystallinische Gesteine

Granitisch-körnige Massen

Nördl. Triaszone } des Drauzuges

Paläozoische Zone } des Drauzuges

Permischer Quarzporphyr

Tertiäre Laven (β u. τ)

Lombardisch-venezianische Tiefebene

...s Westabschnittes der Südlichen Kalkzone.

Unterlage der mesozoischen Sedimente gegen S bis San Stefano im Comelico schafft hier auf eine Erstreckung von 20 *km* einen mauergleichen Absturz des Triasgebirges, der an Großartigkeit selbst in diesem Lande der Muster kühner Felsarchitektur nur von der Westfaçade des Primiero-Riffs übertroffen wird, wo über den Wiesenmatten des Rolle-Passes als ein würdiger Rival des Crozzon di Brenta der Prachtbau des Cimon della Pala (3186 *m*) thront.

Indem sich östlich von Innichen der Drauzug als ein neues tektonisches Element zwischen die kristallinische Zentralzone und die Südliche Kalkzone einschiebt, erscheint die östliche Fortsetzung des Südosttirolischen Hochlandes in den Friulaner Alpen dadurch an Breite sehr erheblich reduziert. Der Bau der Friulaner Alpen ist durch die Arbeiten von T. Taramelli und T. Harada [1]) bekannt geworden. Eine Detailaufnahme der Gruppen von Sappada und San Stefano hat G. Geyer [2]) durchgeführt. Die Erfahrungen dieser Beobachter lassen die nachfolgenden Grundlinien in dem Bauplan der Friulaner Alpen erkennen.

Die Region im N der Piova-Pesarina-Furche entspricht einer flachen, in der Scheitelmitte durch die Villnöß-Linie gesprengten Antiklinale. An der Zusammensetzung der an Höhe den Gipfeln des Südosttirolischen Hochlandes erheblich nachstehenden Berge von Sappada beteiligen sich Riffdolomite von verschiedenem Alter. Ein beträchtlicher Teil derselben liegt, wie Geyer [3]) gezeigt hat, unter den Buchensteiner Schichten. Dagegen nehmen die Diploporenkalke und Riffdolomite auf der Südseite des Beckens von Sappada eine stratigraphisch höhere Position ein, da sie über den Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* liegen. Ein sehr interessantes Triasprofil hat Geyer [4]) bei San Stefano beobachtet. In diesem Profil fehlt der Schlerndolomit vollständig und ist die ganze obere Trias in einer sandig-mergeligen Facies entwickelt, die selbst noch das über den Raibler Schichten folgende, bisher an keiner andern Stelle der Südalpen nachgewiesene Niveau des *Tropites subbullatus* an der Basis des Hauptdolomits umfaßt.

Im S der Piova-Pesarina-Furche entwickelt sich eine gegen O an Breite erheblich zunehmende Antiklinale von Werfener Schichten, die den Talboden von Sauris und dessen nördliche Randkette umfaßt. Die schmale südliche Randzone des Gewölbes von Sauris, der die Riffmassen des Clapsavon (2463 *m*), Monte Rancolin (2113 *m*) und Monte Tinizza (2076 *m*) angehören, ist an Brüchen gegen jene Antiklinale abgesunken. Entlang der Tagliamento-Mauria-Furche neigt sich sodann das ganze Gebirge mit einer großen Flexur gegen S, so daß die Gruppe der Friulaner Hochalpen im S des Tagliamento mit Cima dei Preti (2703 *m*), Monte Duranno (2668 *m*) Monte Pramaggiore (2479 *m*) und Monte Najarda nicht mehr aus dem Riffkalk

[1] T. Harada. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 151—187.
[2]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 119—141.
[3]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 132, 1900, S. 120—124.
[4]) G. Geyer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 127—131 u. S. 355—370.

der ladinischen Stufe, sondern aus Hauptdolomit besteht. Unter diesem südlichen Hauptdolomitplateau verschwinden alle älteren Triasbildungen an der zuerst von Taramelli konstatierten Tagliamento-Flexur, die Futterer als die wahre Fortsetzung der Val Sugana-Linie betrachtet wissen möchte.

Nach O setzen sich die Strukturlinien der Friulaner Alpen über die von den tiefen Quertälern des Canale di Gorto, Valle di San Pietro und Canale d'Incarojo durchbrochene Gebirgsgruppe der Tolmezziner Alpen (Marinellis) in die Raibler Alpen fort. Es ist nicht möglich, dieselben im einzelnen zu verfolgen, da neuere Spezialaufnahmen nur für den nördlichen Abschnitt der Tolmezziner Alpen vorliegen. Als Fortsetzung der Bruchlinie Cadore—Rigolato betrachtet Frech die Störungslinie im Fellatale, der entlang der Schlerndolomit am Südrande der Karnischen Hauptkette gegen die tieftriadische Basis der Julischen Alpen abschneidet. Der Zusammenhang dieser Brüche ist aber noch nicht erwiesen.

Wir verlassen das Gebiet des Hochgebirges und kehren zur Venezianischen Faltungszone zurück, deren Darstellung auf S. 220 mit dem Hinweise auf die Querstörung des Lago di Santa Croce abgebrochen wurde.

Es ist bereits auseinandergesetzt worden, daß in dem zwischen dem Becken von Belluno und der Venezianischen Tiefebene gelegenen Gebirgszuge, wie die Arbeiten von Taramelli, G. Böhm und Futterer lehren, in chorologischer Beziehung wichtige Veränderungen in der Zusammensetzung der cretacischen Bildungen sich vollziehen, indem vom Durchbruch des Piave bis zu jenem des Tagliamento Biancone und Scaglia allmählich durch Hippuritenkalke verdrängt werden. Schon im Zuge des Col Visentin (1764 *m*) spielen solche Hippuritenkalke eine hervorragende Rolle. Dieser Zug bildet eine von dem Hauptstreichen des Gebirges abgelenkte, NS verlaufende Antiklinale, die nach S ansteigt, gegen N bei Ponte delle Alpi sich ausflacht und deren Flügel auf der Ost- und Westseite teilweise an Brüchen abgesunken sind. Die Depression des Lago di Santa Croce entspricht einem meridional verlaufenden Querbruch oder genauer einem System von Querbrüchen. Die beiden Lapisinischen Seen (Catullo), liegen in einer tiefen, quer auf das Gebirgsstreichen gerichteten Terrainsenke, die heute von keinem der aus den Alpen in die Ebene austretenden Flüsse mehr benützt wird. Bittner[1]) und Hoernes[2]) haben die Bedeutung der der Entstehung dieser Terrainsenke zu Grunde liegenden Bruchlinien für die Erdbeben von Belluno hervorgehoben. Eine genaue Darstellung der tektonischen Verhältnisse hat Futterer[3]) gegeben.

Es ist keine Querverschiebung an Blättern vorhanden, sondern es entsteht in der Umgebung des Lago di Santa Croce ein sehr zerstückeltes Bruchfeld, indem sich NS verlaufende Sprünge mit NO streichenden kreuzen.

---

[1]) A. Bittner, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1874, S. 571.

[2]) R. Hoernes, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1878, S. 387.

[3]) K. Futterer, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1892, S. 123—134 u. Pal. Abh. von Dames u. Kayser, VI, S. 1—124.

Der größte Sprung ist ein solcher der ersteren Kategorie am Westrande des Lago di Santa Croce. Der Ostflügel ist abgesunken. Die Sprunghöhe der Verwerfung nimmt gegen S zu und erreicht am Lago Morto einen Betrag von über 1800 *m*.

Dem Col Visentin entspricht auf der Ostseite der Lapisinischen Furche der Bosco del Cansiglio, dem Tertiärbecken von Belluno jenes von Alpago. Die Belluneser Bruchlinie, die den Nordrand des Beckens von Belluno begrenzt, trennt auch das Tertiärbecken von Alpago von dem im N steil aufragenden Trias- und Juragebirge. Aber auch zwischen dem horizontal gelagerten Kreideplateau des Cansiglio und dem Becken von Alpago läuft eine Verwerfung durch, so daß die Senke von Alpago tektonisch als ein Graben aufgefaßt werden kann.

Der Bosco del Cansiglio springt wie eine Bastion mit erhobenen Rändern und nach allen Seiten schroff abfallend gegen die Ebene vor. Durch seine ausgedehnten Bestände herrlicher Buchenwälder kontrastiert er auffallend mit den übrigen wasserarmen Kreiderücken seiner Umgebung, die entweder kahl und felsig oder bei sanfter Neigung ihrer Gehänge mit kümmerlichen Alpweiden und Buschwerk überzogen sind.

Es ist bereits (S. 202) erwähnt worden, daß die große Kreideantiklinale der Belluneser Voralpen mit steilem Schichtenfall unter die Venetianische Ebene hinabtaucht oder durch einen Bruch von den jüngsten Tertiärschichten der letzteren getrennt wird. Dieser Bruch, den Taramelli als Frattura di Val Moreno bezeichnet, läßt sich von Bassano bis Serravalle ostwärts verfolgen. Er ist die Fortsetzung der Überschiebung von San Orso bei Schio und wird am SO-Rande des Cansiglio in seiner Rolle als Randbruch der Voralpenzone durch eine neue Bruchlinie abgelöst, die bei Meduno auf die Frattura periadriatica Taramellis trifft. Diese Frattura periadriatica darf wohl mit Recht als die tektonische Fortsetzung der Linie von Belluno angesehen werden, wenn auch der Nachweis des Zusammenhanges in der Gruppe des Monte Cavallo noch nicht erbracht ist.

Die Gruppe des Monte Cavallo (2248 *m*) vermittelt einen Anschluß der Kreideregion des Cansiglio an die triadischen und jurassischen Ketten, die das Becken von Alpago im N umziehen. Die Zone der großen Tertiärmulden ist damit zu Ende. Östlich vom Monte Cavallo liegen nur noch kleine Reste von Tertiärschichten in den Tälern von Barcis und Andreis zwischen dem Trias- und Juragebirge im N und der südlichen cretacischen Antiklinale der Voralpen.

Die Antiklinale des Kreidegebirges der Voralpenzone wird von allen Flüssen, die vom Triasgebirge der Ebene zuströmen, in Quertälern durchbrochen. Futterer[1] hat eine interessante Studie über diese Durchbruchstäler veröffentlicht und zu zeigen versucht, daß dieselben älter sind als die Aufwölbung der cretacischen Antiklinale, mit der die Erosion ihres Bettes

[1] K. Futterer, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin XXX, 1895, S. 1—94.

im Sinne der Theorie von POWELL und TIETZE Schritt zu halten vermochte. Die Durchbruchstäler sind unabhängig von tektonischen Linien, während die Längentäler streichenden Störungen oder der Synklinale längs des periadriatischen Bruches folgen. Eine für die Physiognomie der Landschaft maßgebende Eigenschaft dieser Täler auf dem Südabhange der Alpen ist die mächtige Anhäufung nackter Schottermassen auf der Talsohle. Die Flüsse der Belluneser und Friulaner Voralpen sind, unähnlich jenen am Nordrande der Alpen, von weiten Flächen wahrer Steinwüsten umgürtet, die bei jedem Hochwasser wieder mit Geschieben überschüttet werden.

Zwischen der Tagliamento-Flexur und der Frattura periadriatica sinkt das triadische und jurassische Kalkgebirge der Friulaner Hochalpen in Staffeln gegen S ab. Das auch orographisch ausgeprägte, stufenweise Absinken der einzelnen Schollen ist durch WO streichende Verwerfungen bedingt, die aber stellenweise in mehr oder weniger stark akzentuierte Synklinalen übergehen. Stets sind die Südflügel die gesenkten Gebirgsteile.[1]) Die Zone ausgeprägter Faltungen, die nördlich von Schio bis an die Val Sugana-Linie reicht, bleibt weiter im O, wo die Val Sugana-Linie den Charakter eines Faltenbruches verliert, auf die Region im S der Belluno-Linie und deren Fortsetzung, der Frattura periadriatica, beschränkt. Von einer scharfen Grenze zwischen den intensiv gefalteten Ketten zu beiden Seiten des Cismonetales und den Friulaner Hochalpen, in welchen Faltungen gegenüber Verwerfungsbrüchen an Bedeutung erheblich zurücktreten, ist keine Rede. Vielmehr findet ein ganz allmählicher Übergang beider Regionen ineinander statt.

Wir kehren zur Darstellung der Struktur des Hauptstammes der Südlichen Kalkzone im O des Tagliamento und der Fella zurück.

Der intensiv gefalteten, von tiefgreifenden Störungen betroffenen Karnischen Hauptkette steht im S in den Julischen Alpen eine Scholle gegenüber, deren Nordabfall eine regelmäßige Aufeinanderfolge der verschiedenen Triasglieder mit südwärts gerichtetem Verflächen aufschließt. Die Grenze zwischen der Karnischen Hauptkette und der Triasregion der Julischen Alpen folgt einem scharfen Bruch, der mit FRECH am besten als Save-Linie bezeichnet werden mag. Ihm entspricht zugleich eine der auffallendsten Tiefenfurchen in den Südalpen, die Täler der Fella oberhalb Pontafel, der obersten Gailitz und der Wurzener Save, durch Wasserscheiden voneinander getrennt, die sich kaum über das Niveau der Gerinne erheben. Das Durchbruchstal der Fella zwischen Pontafel und Chiusaforte und das Schlitzatal zwischen Raibl und Tarvis durchschneiden die triadische Schichtreihe der nur durch untergeordnete Brüche gestörten Gebirgsscholle und liefern dadurch Profile, die an Vollständigkeit, Mächtigkeit und leichter Zugänglichkeit in den Südalpen kaum übertroffen werden.

Durch die in der Deutung der Schichtfolge allerdings erheblich aus-

[1]) F. TARAMELLI. Note illustr. alla carta geol. della prov. di Belluno. 1883.

einandergehenden Arbeiten von SUESS[1]) und STUR[2]) ist das Profil von Raibl seit lange bekannt. In der konstant nach S, und zwar je weiter aufwärts, desto flacher fallenden Triasserie lassen sich die folgenden Glieder unterscheiden: Im Hangenden des Bellerophonkalkes[3]) Werfener Schichten, ein buntes Conglomerat, die doleritischen Tuffe von Kaltwasser mit Einlagerungen von Felsitporphyr, der erzführende Kalk des Königsberges und der Fünfspitzen, die durch ihren Fossilreichtum berühmten Fischschiefer von Raibl, die eigentlichen Raibler Schichten der Raibler Scharte mit *Myophoria Kefersteini*, das Niveau des Zwischendolomits, die Torer Schichten und der Dachsteinkalk, der die Gipfel des Hochgebirges, Mangart, Jalouz, Canin und Montasio, zusammensetzt.

Die Parallelisierung der Triasglieder dieser „oft beschriebenen, aber beinahe von jedem Geologen, der sie untersuchte, anders gedeuteten Gegend“[4]) mit den Triasbildungen anderer Distrikte der Südlichen Kalkzone dürfte sich heute in befriedigender Weise durchführen lassen. An der Basis des hier ungewöhnlich reich gegliederten Komplexes der Raibler Schichten[5]) liegt in den Fischschiefern ein Horizont, dessen Cephalopodenfauna auf die Cassianer Schichten von Südtirol hinweist.[6]) Der erzführende Kalk mit seinen Lagerstätten von Galmei entspricht einer Rifffacies der ladinischen Stufe. Der einschneidendste Widerspruch zwischen den Ansichten von SUESS und STUR betrifft die Stellung der Tuffe und Sandsteine von Kaltwasser. STUR hielt die letzteren für gleichalterig mit den Fischschiefern und den Kontakt der Fischschiefer mit dem erzführenden Kalk für eine Längsverwerfung, während SUESS das Raibler Profil als ein normales und den erzführenden Kalk als ein Zwischenglied zwischen den Tuffen von Kaltwasser und dem Fischschiefer betrachtet wissen wollte. Die Ergebnisse des Studiums der Lagerungsverhältnisse in der Fortsetzung des Raibler Profils gegen W haben zu Gunsten der Ansicht von SUESS entschieden. In der Seissera und in den weiter westwärts folgenden Gräben sieht man an der Basis der Tuffe und Sandsteine eine an Mächtigkeit zunehmende Kalk- und Dolomitmasse sich einschalten, die dem Mendoladolomit im Sinne v. RICHTHOFENS entspricht. Im Profil des Felladurchbruches unterhalb Pontafel ist der Tuffsandstein bereits auf eine schmale Zone zwischen dieser unteren Kalkmasse und dem Äquivalent des erzführenden Kalkes (Schlerndolomits) reduziert. Oberhalb des Aupasattels sind zwischen dem Schlerndolomit und den Tuffsandsteinen noch dünnschichtige, schwarze Kalke mit Pietraverde-Zwischenlagen und *Daonella Lommeli*, also eine Vertretung der Wengener Schichten,

[1]) E. SUESS. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, 1867, S. 553—578.

[2]) D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. XVIII, 1868, S. 71—123.

[3]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 320.

[4]) F. v. HAUER. „Die Geologie etc.“ 2. Aufl. 1878, S. 379.

[5]) Die von mir (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 670) versuchte Gleichstellung der Torer Schichten mit den Raibler Schichten von Südtirol hat sich, wie BITTNER und S. v. WOEHRMANN gezeigt haben, als unhaltbar erwiesen.

[6]) E. v. MOJSISOVICS. Dolomitriffe von Südtirol. S. 61.

eingeschaltet.[1]) Es entsprechen somit in diesem Profil die Tuffsandsteine den Buchensteiner Schichten,[2]) während sie im Raibler Profil auch noch die anisische Stufe umfassen. Zu analogen Ergebnissen haben die Beobachtungen in der östlichen Fortsetzung des Raibler Profils (Martulikgraben[3]) geführt. Sie lehren übereinstimmend, daß die Fischschiefer von Raibl ein beträchtlich höheres Niveau im Triassystem einnehmen, als die doleritischen Tuffe von Kaltwasser.

Die Riffzone des erzführenden Kalkes (Schlerndolomit) mit den Tuffsandsteinen im Liegenden und den Raibler Mergeln im Hangenden bildet dem Laufe der Fella und Save entlang den ganzen Nordrand der Julischen Alpen. Durch eine dem Lahntale folgende Querverschiebung[4]) wird diese Zone beträchtlich an Breite reduziert. Östlich vom Pischenzatale keilen die Raibler Schichten als Mergelniveau vollständig aus und macht sich weiterhin im Triglavstock und in den demselben gegen O vorgelagerten Plateaus eine einheitliche Kalkentwicklung über dem Porphyrtuff von Kaltwasser geltend. Diese Ausbildung eines mächtigen, nicht weiter zu gliedernden Kalkkomplexes, in dem eine obere kalkarme Schichtgruppe in der stratigraphischen Position der Raibler Schichten fehlt, greift über die Save in die östliche Fortsetzung der Julischen Alpen, die Steiner Alpen, hinüber. Neben dem geschichteten Dachsteinkalk gelangt im Triglavstock auch eine dem Hochgebirgskorallenkalk der Nordalpen entsprechende Rifffacies zur Entwicklung. Auf dem eine östliche Vorstufe des Triglavstockes gegen die Wochein und den Kessel von Veldes bildenden Pokluka-Plateau tritt Lias in weiter Verbreitung teils in der Facies von Hornsteinkalken, teils von Hirlatzschichten auf.

Die Triasregion der Julischen Alpen ist oben als eine im Vergleiche mit der intensiv gestörten und gefalteten Karnischen Hauptkette ruhig gelagerte Scholle bezeichnet worden. Es wäre gleichwohl irrig, wollte man sich diese Scholle etwa als eine flachliegende Tafel vorstellen. Die älteren Bildungen der tieferen Trias am Nordrande stehen fast allenthalben sehr steil und auch im Innern der den faltenden Bewegungen gegenüber so widerstandsfähigen Masse des bis zu 1400 *m* mächtigen Dachsteinkalkes sind steile Schichtstellungen mehrfach zu beobachten. Einer solchen energischen

[1]) G. Geyer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 207.

[2]) Vergl. auch E. v. Mojsisovics im Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math. nat. Kl. Bd. CIV. S. 1297.

[3]) C. Diener. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 677.

[4]) E. Suess. l. c. p. 574; C. Diener. l. c. p. 672; D. Stur. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 18. Die Störung läuft nicht, wie meine Karte des Zentralstockes der Julischen Alpen verzeichnet, geradlinig gegen die Koritnica aus, sondern biegt am Südfuße des Mangart nach O bis in den Hintergrund des Koritnicatales um, wie ich bei einer Neubegehung des Terrains in den Jahren 1888 und 1895 feststellen konnte. Das Tal von Raibl ist reich an Blattverschiebungen ähnlicher Art im kleinsten Maßstabe. Auch die Bleiglanz- und die Galmeilager des Königsberges treten auf solchen Blättern auf. (Vergl. F. Pošepny. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1873, XXIII, S. 325 u. C. v. Beust, ibid. 1872, S. 146).

antiklinalen Aufrichtung der Schichten verdankt wohl gerade der Triglav (2864 *m*) seine gewaltige, die benachbarten Gipfel beträchtlich überragende Höhe. Auch in dem grabenartigen Einbruch des Flitscher Kessels, wo oberer Jura und Scaglia in das Dachsteinkalk-Gebirge eintreten, ist die Schichtstellung sehr gestört. Die überwiegende Mehrzahl der Störungen sind Senkungsbrüche, die mit einem Absinken des Ostflügels verbunden sind und ein staffelförmiges Abbrechen des Triasgebirges gegen den nördlichen Teil des Senkungsfeldes von Laibach im Gefolge haben. Einzelne dieser Brüche sind dadurch bemerkenswert, daß an ihnen die Werfener Schichten (Kessel von Tosc, Abanza- und Konjšicascharte) in Spalten aufgequetscht wurden.

Die Lage des Wocheiner Sees und das Becken von Mitterdorf entsprechen einer WO streichenden Synklinale, deren Kern Dachsteinkalke und Liasablagerungen von sehr mannigfaltiger Beschaffenheit bilden. In der Wochein bei Feistritz hat Stur[1]) die Anwesenheit miocäner limnischer und Meeresbildungen mit *Cerithium margaritaceum* konstatiert, die noch an den Störungen des älteren Gebirges teilgenommen haben. Das ist die einzige Stelle, wo zwischen Etsch und Save marines Miocän in den Hauptstamm der Südlichen Kalkzone eingetreten ist.

Der südliche Abbruch des Triasgebirges der Julischen Alpen fällt mit einer großen, annähernd WO streichenden Störungslinie zusammen, die Stur als Isonzo-Linie bezeichnet hat und deren innige Beziehungen zu der Bruchlinie von Belluno später durch Taramelli und Futterer festgestellt worden sind. An diesen Bruch treten von S her die im Sinne des Dinarischen Gebirgssystems streichenden Falten und Längsbrüche heran.

Der Zusammenhang zwischen den Julischen Alpen und den bereits der Dinarischen Faltungsregion angehörigen Plateau- und Hügellandschaften im S der Isonzo-Linie einerseits und zwischen den östlich beziehungsweise südöstlich folgenden Gebirgsteilen andererseits wird durch die Ebene von Laibach unterbrochen. Diese Ebene zerfällt in zwei Niederungen, die durch einen Hügelzug von carbonischen Schiefern und Sandsteinen getrennt werden. Einer der Hügel des erwähnten Zuges bildet den Schloßberg von Laibach. Die im N des Hügelzuges gelegene Niederung wird von der Save durchströmt. Sie gehört fast ganz den alpinen Faltungen des Hauptstammes der Südlichen Kalkzone an. Die zweite, südliche Niederung ist durch das klippenförmige Aufragen zahlreicher isolierter Felsriffe ausgezeichnet. Sie wird von der Laibach durchströmt und von einer 144 km^2 großen Moorfläche eingenommen, die seit 1826 zum großen Teile entwässert und urbar gemacht worden ist. Diese südliche Niederung gehört der Dinarischen Faltungsregion an. Beide Ebenen „nehmen durch die Art und Weise, in welcher die Falten an sie herantreten und plötzlich an dem Rande derselben enden, den Charakter von Einbruchsfeldern an".

[1]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, IX, S. 344.

Das Senkungsfeld von Laibach ist wiederholt der Schauplatz intensiver Erderschütterungen gewesen, von Vorgängen, „die wahre Ortsveränderungen einzelner Teile der Lithosphäre begleiten oder vorbereiten". Der tektonische Charakter des Erdbebens, das in der Nacht vom 14. auf den 15. April 1895 die Umgebung von Laibach erschütterte, ist durch die eingehenden Untersuchungen von F. E. Suess[1]) klar gestellt worden.

Als die östliche Fortsetzung der Julischen Alpen erhebt sich am nördlichen Rande des Einbruchsfeldes von Laibach die Gruppe der Steiner Alpen. Sie bildet einen in sich geschlossenen Gebirgsstock mit W—O streichendem Hauptkamm, der durch den Einschnitt des Steiner Sattels (1879 *m*) in Verbindung mit dem Logar- und Feistritztal in die beiden Untergruppen des Grintouz (2569 *m*) und der Ojstrica (2350 *m*) zerfällt. Die Entwicklung der triadischen Sedimente stimmt mit jener in der südöstlichen Hälfte des Triglavstockes nahezu vollständig überein. Doch ist es Teller[2]) gelungen, eine paläontologische Vertretung des Raibler sowohl als des Dachsteinkalk-Niveaus in der eine schärfere Gliederung nicht zulassenden obertriadischen Kalkmasse nachzuweisen. Diese einförmige Kalkentwicklung wird nur am Südabhang der Ojstrica durch eine Einlagerung cephalopodenführender Kalkschiefer der Wengener Schichten unterbrochen.[3]) Auch im Hangenden der Werfener Schichten fehlt ein auf größere Erstreckung hin konstantes, dem Mendoladolomit v. Richthofens vergleichbares Dolomitniveau. Wie an manchen Stellen der nördlichen Kalkzone (Hochschwab), kann man daher auch hier Profile ausfindig machen, wo die gesamte Trias über den Werfener Schichten als eine einheitliche, nicht weiter zu gliedernde Kalkmasse entwickelt ist.

Die Serie der Analogien zwischen den Triasterritorien der Julischen und Steiner Alpen wird noch vervollständigt durch das ausgedehnte Vorkommen triadischer Quarzporphyre im oberen Vellach-, Kanker- und Feistritztal, die die Triaskalke in stockförmigen, unregelmäßig begrenzten Massen durchsetzen und in denen Teller ein zeitliches Äquivalent der Porphyre von Kaltwasser bei Raibl vermutet.

Mit der Übereinstimmung in der Ausbildung der formgebenden Elemente geht die Ähnlichkeit zwischen dem Zentralstock der Julischen Alpen und den Steiner Alpen in der Physiognomie des Gebirges Hand in Hand. Freilich kommen die Bergformen der letzteren Gruppe infolge ihrer geringeren absoluten Erhebung an Großartigkeit und Kühnheit des Aufbaues jenen des Triglavgebietes nicht gleich. Dagegen ist die Ähnlichkeit in der Konfiguration der Talformen in beiden Gebirgsgruppen in die Augen springend. Bei geringem Gefälle tief in das Gebirge einschneidende Erosionsfurchen, die mit mächtigen Felszirken abschließen, verleihen den Julischen und den Steiner

[1]) F. E. Suess. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, 46. Bd., S. 411.

[2]) F. Teller. Erläuterungen zur geolog. Karte der östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896, S. 117, 127. In dieser Arbeit finden sich die Ergebnisse der Detailaufnahmen Tellers in den Steiner Alpen zusammengestellt.

[3]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 355.

Alpen ein besonderes Gepräge. Die Talschlüsse des Logartales und der Vellacher Kotschna sind die bezeichnendsten Beispiele solcher Kesseltäler. Den letzteren hat A. BOUÉ geradezu als ein Seitenstück zu dem Zirkus von Gavarnie in den Pyrenäen erklärt.[1])

Den im N vorliegenden, eng gedrängten und steil gestellten, durch zahlreiche Längsbrüche zersplitterten Falten des Drauzuges gegenüber stellen sich die Steiner Alpen in Bezug auf ihre Tektonik als eine den faltenden Bewegungen erheblich widerstandsfähigere Schichtentafel dar. Wohl verrät das Auftreten von Werfener Schichten inmitten der obertriadischen Kalke am Kanker Sattel in 1799 *m* Höhe die Anwesenheit gewaltiger Dislokationen derselben Art, wie sie im Triglavstock durch die eingeklemmten Schollen von Werfener Schichten bei der Toscalpe und Abanzascharte angedeutet werden. Doch sind wahre Faltungserscheinungen und Überschiebungen auf den Nord- und Südrand der Gruppe beschränkt. Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß in der nördlichen Randzone der Steiner Alpen der Einfluß nordwärts gerichteter Druckwirkungen erkennbar ist, der zu einer Überschiebung der paläozoischen Aufbruchszone am Südrande des Koschuta-Zuges durch die Trias der Steiner Alpen geführt hat. An dem Südrande der Steiner Alpen dagegen beobachtet man Faltungserscheinungen mit entgegengesetzter Tendenz, am klarsten in dem Gebiete von Stein in Krain, „wo der nach S gerichtete Faltenschub noch in dem tektonischen Bau der miocänen Vorlagen zum Ausdruck kommt."[2]) Anzeichen für eine Altersverschiedenheit der N- und S-Überschiebungen sind indessen nicht bekannt.

Den triadischen Kalk- und Dolomitmassen, welche die südliche Abdachung des Hochgebirges zwischen dem Kanker- und Feistritztal vermitteln und die im Gegensatze zu der kahlen Gipfelregion des Hauptkammes mit dem Schmuck üppiger Almen geziert sind, liegt im Süden als ein Übergangsglied zu der Ebene von Oberkrain ein dicht bewaldetes Hügelland vor, das vorzugsweise aus Tertiärbildungen besteht. Dieses Tertiärgebiet erscheint als der westlichste Ausläufer des langen, schmalen Tertiärzuges, der den Südfuß des Menina-Plateaus und der Steiner Alpen begleitet. Sowohl das Triasgebirge als die tertiäre Vorlage sind bei Stein nach S überkippt und fallen nach N. Je tiefer man in die tertiäre Schichtreihe vordringt, desto schärfer kommt die Überkippung zum Ausdruck.

Die tertiäre Schichtreihe beginnt mit marinen Strandconglomeraten des Miocän. Über denselben folgen schlierähnliche Mergel, dann ein Wechsel von Sandsteinbänken, Muschelsanden und Nulliporenkalken. Den Abschluß bilden sarmatische Tegel als Kern einer Mulde, in deren Südflügel nochmals marines Miocän mit flachem N-Fallen erscheint.[3])

---

[1]) Vergl. A. v. BÖHM. Mitt. d. Deutsch. und Österr. Alpenver. 1895, S. 131

[2]) F. TELLER. Erläuterungen etc. S. 7.

[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 313—318; V. HILBER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 473—479.

Das Triasgebiet der Steiner Alpen endet im O als eine geschlossene Gebirgsmasse an einer radial verlaufenden Störung, die, wie Teller sich treffend ausdrückt, gleich einem Sprung durch die lithographische Platte in das Terrain einsetzt. Diese Störung beginnt mit dem in dem vorhergehenden Abschnitte beschriebenen Querbruch von Ossoinig im Wistratale. In der Fortsetzung dieses Querbruches liegt der Steilrand, der die Gruppe der Steiner Alpen gegen das tief in das ältere Gebirge eingreifende, von Tertiärbildungen erfüllte Senkungsfeld von Praßberg abgrenzt.

Im SO dagegen ist der geschlossenen Masse der Steiner Alpen ein breiter Höhenrücken mit schroffem Gipfelkamm in der Rogacgruppe (Kulminationspunkt 1557 *m*) vorgelagert. Der Rogac ist nicht nur landschaftlich, sondern auch tektonisch ein Vorwerk der Steiner Alpen, deren Plateaukalke den Gegenflügel der hellen Riffkalke des Rogac darstellen, so daß das zwischen beide eingesenkte und von oligocänen Meeresschichten erfüllte Tal der Leutscher Bela einer Synklinale entspricht.[1])

Die Überschiebungsbrüche am Südrande der Steiner Alpen im Gebiete von Stein finden nach O ihre Fortsetzung in einem Längsbruch, der über den Černasattel in das Driettal streicht und an dem kristallinische Schiefer in einem antiklinalen Aufbruch zu Tage treten. Die Aufbruchszone des Černasattels läßt sich in Spuren kristallinischer Gesteinszüge bis über Hochenegg hinaus nach O verfolgen. An diesem kristallinischen Gewölbe sind entlang einer longitudinalen Verwerfung die Triaskalke der Menina abgesunken. Das durch steile, bewaldete Böschungen und eine verkarstete Hochfläche charakterisierte Kalkgebirge der Menina Planina (Kulminationspunkt 1508 *m*) stellt somit tektonisch ein nach S abgesunkenes Fragment der Steiner Alpen dar. Als eine östliche Fortsetzung der Menina sind die Dachsteinkalkmasse des Dobrol und das verkarstete Triaskalkplateau von Ponigl zu betrachten, deren triadische Sedimente in der Ausbildung des Raibler Niveaus bereits die Gurkfelder und Großdorner Entwicklung des Savegebietes im östlichen Krain erkennen lassen. Alle die genannten Kalkplateaus sind, wie Teller[2]) gezeigt hat, von andesitischen Intrusivbildungen in sehr komplizierter Weise durchsetzt. In einer Fortsetzung der Aufbruchszone des Černasattels sind die marinen Oligocänschichten von Oberburg aus dem Senkungsfeld von Praßberg in einem schmalen Fjord zwischen Menina und Rogac eingedrungen. Während die Mehrzahl der Geologen die Schichten von Oberburg als Äquivalente der mitteloligocänen Gombertoschichten betrachtet, parallelisiert sie Oppenheim,[3]) zusammen mit den Schichten von Polschitza mit den unteroligocänen Schichten von Sangonini des vicentinischen Tertiärgebietes.

Aber nicht nur in das Senkungsfeld von Praßberg, dem als Fragmente des versunkenen Triasgebirges die Schollen des Boskovec (1590 *m*)

---

[1]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 119—134.

[2]) F. Teller. Erläuterungen etc. S. 250.

[3]) P. Oppenheim. Ber. Senckenberg. Naturf. Ges. in Frankfurt. 1896.

und bei Schönstein entragen, und in die Terrainfurche zwischen der Rogac-Gruppe und den Steiner Alpen, sondern auch in das Innere der letzteren selbst ist das oligocäne Meer von O her vorgedrungen. Das zuerst von LIPOLD konstatierte Vorkommen solcher Oligocänablagerungen im Feistritztale ist von TELLER[1]) eingehend studiert worden. Durch die Auffindung der Eindrücke von Bohrmuscheln an der Grenze der oligocänen gegen die älteren Triaskalke konnte der Beweis erbracht werden, daß hier tatsächlich eine Anlagerungsgrenze jüngerer mariner Litoralbildungen gegen das Grundgebirge vorliege. Die in brackischen Bildungen ausklingenden oligocänen Sedimente des Feistritztales finden sich in durchaus gleicher Entwicklung in der Tiefe des Tales in 500 *m* und auf den umliegenden Terrassen bis zu 1200 *m* Meereshöhe. Mit Recht hebt TELLER hervor, daß derartige Höhendifferenzen zwischen Abschnitten desselben Beckenrandes, wenn diese mit Ablagerungen von gleicher Facies bedeckt sind, zu der Annahme postoligocäner Störungen im Betrage von mindestens 600 *m* Sprunghöhe zwingen. Auch in der Umrandung der triadischen Gebirgsinsel des Boskovec und an dem östlichen Steilrande der Steiner Alpen findet man oligocäne Nummulitenkalke noch in Höhen von 1400 *m*

So ergibt sich in diesem Gebiete die Existenz von drei Systemen altersverschiedener Störungen. Der Grund zu der heutigen Struktur des Gebirges wurde durch Schollensenkungen gelegt, die noch vor dem Beginn der oligocänen Transgression eingetreten sein müssen. Auf diese erste Senkung, die den Raum für das Übergreifen der oligocänen Meeresbildungen eröffnet hat, ist am Beginn der Miocänzeit die Bildung neuer Bruchspalten erfolgt, auf denen mächtige Massen andesitischer Magmen an die Oberfläche traten. Die jüngste Phase gebirgsbildender Bewegungen ist jene, durch die noch die gesamten miocänen Schichten in der buchten- und inselreichen Tertiärlandschaft im Osten der Steiner Alpen mit Einschluß der sarmatischen Stufe betroffen wurden.

Im S der Menina folgt eine Reihe langgestreckter, WO streichender Faltenzüge, von denen einzelne bis weit in die kroatische Ebene sich fortsetzen. Sie bestehen aus steil gestellten, enge gedrängten Falten obercarbonischer und triadischer Gesteine. Bald erscheinen sie durch Tertiärbuchten flankiert und voneinander getrennt, bald tauchen sie im Streichen unter gefalteten Tertiärbildungen unter oder treten nur noch als Inseln aus solchen hervor.

Der bedeutendste unter diesen Parallelzügen tritt östlich von Stein in Krain aus den Alluvien des Savetales zutage, wird zwischen Cilli und Römerbad von dem Quertal der Sann durchbrochen und erreicht in der Velka Planina, dem Javor und der Merslica noch Höhen von 1100—1200 *m*. Dieser Zug wird von der Menina durch eine am Südfuße der letzteren durchgehende Störung getrennt, in deren Verlauf der Verbreitungsstrich jener Tertiärschichten fällt, deren tiefstes Glied die kohlenführenden Ablagerungen von Möttnig bilden.

[1]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 193—200.

Die Tertiärschichten dieses schmalen, von Längsbrüchen flankierten Streifens konnten in einzelnen durch die Denudation isolierten Schollen bis Franz am Westrande der Alluvialebene von Sachsenfeld—Cilli verfolgt werden. Die Mittelzone des vorerwähnten Zuges, den man als Tüfferer Zug nach der größten innerhalb desselben gelegenen Ortschaft bezeichnen kann, besteht nach Tellers[1]) Untersuchungen aus einem breiten Aufbruch steil gestellter paläozoischer Schiefer und Sandsteine (Gailtaler Schichten der älteren Autoren),[2]) der nördlich und südlich von übergreifenden Lappen permischer Ablagerungen begleitet wird. Über den letzteren baut sich sodann die triadische Schichtserie auf, die nur in ihren tiefsten Gliedern das normale Gepräge der südalpinen Entwicklung zeigt.[3]) In den höheren Niveaus stellt sich die eigenartige, sehr fossilarme Ausbildung der Großdorner Schiefer und der Gurkfelder Plattenkalke ein. Die Schichten dieses Zuges sind durchwegs sehr steil aufgerichtet und an parallelen, WO streichenden Längsbrüchen disloziert. Es ist bemerkenswert, daß sowohl im N als im S der Steiner Alpen, sobald die mächtige Riff- und Dachsteinkalk-Entwicklung der letzteren verschwindet, im Gebiete des Drauzuges wie der Großdorner Facies weitaus intensivere Faltungen sich einstellen. Seinen oroplastischen Verhältnissen nach läßt sich der Tüfferer Zug nach Zollikofer als ein System von fünf Parallelketten betrachten, die durch Querriegel vielfach mit einander verbunden sind. Durch die Verwitterung erscheinen die Ketten in zahlreiche einzelne, von einer gleichförmigen Vegetationsdecke überzogene Kuppen und Kegel aufgelöst, so daß der erste Anblick des Hügellandes von einem der im N der Sann gelegenen Höhenpunkte zu einem Vergleiche mit der Trachyt- und Basaltlandschaft bei Gleichenberg herausfordert.[4])

Entlang dem Südrande des Tüfferer Zuges greift von O her die Tertiärbucht von Trifail und Sagor ein. Der Reichtum der oberoligocänen Sotzkaschichten[5]) an abbauwürdigen Braunkohlenflötzen hat diesen Tertiärablagerungen industrielle Bedeutung verschafft. Bittner[6]) hat eine Detailaufnahme des Tertiärgebietes von Trifail durchgeführt und die Lage-

---

[1]) F. Teller. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 19.

[2]) In diesen vorläufig nicht näher zu horizontierenden paläozoischen Schiefern steigen die Thermen von Römerbad auf (vergl. F. Teller, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 309).

[3]) Aus sandigen Mergeln mit Tuffeinlagerungen im Mediatal zitiert E. v. Mojsisovics (Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. X, S. 223) *Hungarites sagorensis*, eine Form, die auf das Niveau der Buchensteiner Schichten hinweist. Bei der Ruine Cilli hat Teller (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 210) Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* nachgewiesen.

[4]) Th. v. Zollikofer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. X, 1859, S. 158.

[5]) Das oberoligocäne (aquitanische) Alter der von Stur irrtümlich den miocänen Schichten von Eibiswald gleichgestellten Sotzkaschichten wurde durch Funde von *Anthracotherium*-Resten bei Trifail erwiesen. (R. Hoernes. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 209—243).

[6]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 433—600.

rungsverhältnisse desselben beschrieben. Weder STUR noch ZOLLIKOFER haben es gewagt, eine tektonische Erklärung der überaus verwickelten Störungen zu geben. R. HOERNES[1]) hat die auf eine beträchtliche Erstreckung im Streichen und durch den Bergbau bis in bedeutende Tiefen hinab festgestellte Überlagerung miocäner durch oligocäne Schichten im Nordflügel des Tertiärgebietes durch Überschiebung einer nördlichen durch eine südliche nach N vordrängende Scholle zu erklären versucht. Nach BITTNERS Ansicht jedoch sind die Verhältnisse viel verwickelter, als daß ein von S her einseitig erfolgter Zusammenschub den Tatsachen Rechnung tragen könnte. Im N und S ist der Tertiärfjord von Längsbrüchen begrenzt, deren Bildung der Ablagerung des Oligocäns vorausgegangen sein muß. Aber noch nach der Ablagerung der sarmatischen Schichten hat die Faltung in der intensivsten Weise weitergewirkt und die gesamte tertiäre Schichtreihe ist in dieselbe in weitgehendem Maße einbezogen worden.

Die triadischen Falten des Tüfferer Zuges tauchen östlich vom Dostberge (838 *m*) in der Rosena unter die Tertiärbildungen hinab, um nach kurzer Unterbrechung in einer langen, sehr schmalen, WO streichenden Triaszone wieder aufzuleben, die von der Rudenza in Steiermark über die durch das Auftreten fossilführender Kalke des *Trinodosus*-Niveaus bekannte Kunagora[2]) bei Pregrada und das Ivanćicagebirge (1061 *m*) in die Pannonische Tiefebene nach O vordringt. Auch an die mesozoischen Gesteine des Ivanćicagebirges lehnen sich im N und S kohlenführende Sotzkaschichten an, über denen marines Miocän folgt.[3])

Für die im S des Tüfferer und Rudenzazuges folgende Region OW streichender Falten liegen neuere Arbeiten nicht vor. Man ist daher für die Beurteilung der wichtigen Frage des Anschlusses der Südlichen Kalkzone an das Dinarische Faltensystem östlich von dem Laibacher Senkungsfelde auf die älteren Übersichtsaufnahmen von Th. v. ZOLLIKOFER[4]) in Untersteiermark, von LIPOLD[5]) und STACHE[6]) in Unterkrain angewiesen.

Nach Th. v. ZOLLIKOFERS Untersuchungen folgen in Untersteiermark zwischen dem Tertiärfjord von Trifail, der sich gegen O zu dem Becken von Montpreis erweitert und der tief in das Innere des Gebirges eingreifenden, breiten Miocänbucht von Rann noch zwei aus älteren Gesteinen aufgebaute Faltenzüge. Beide werden durch die Tertiärbucht von Reichenburg getrennt, die bei Lichtenwald bis an das Durchbruchstal der Save herantritt. Der nördliche oder Wacher Zug bildet eine WO streichende Antiklinale mit paläozoischem Kern. Der südliche oder Orlicazug, den die Save

[1]) R. HOERNES. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 81, dagegen BITTNER. ibid. S. 136.

[2]) GORJANOVIĆ-KRAMBERGER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 201.

[3]) R. HOERNES. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 239.

[4]) TH. v. ZOLLIKOFER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. XII, 1861/62, S. 311—366.

[5]) M. LIPOLD. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. IX, 1858, S. 257—276.

[6]) G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. IX, 1858, S. 366—398.

zwischen Lichtenwald und Gurkfeld durchbricht, wendet sein Streichen gegen das kroatische Tiefland allmählich in eine ONO-Richtung um. Die paläozoische Aufbruchszone des Wacher Zuges hat LIPOLD über Littai, wo die carbonischen Sandsteine durch das Vorkommen abbauwürdiger Bleierze[1]) ausgezeichnet sind, westwärts bis an den Rand des Einbruchsfeldes von Laibach verfolgt. Die den Nordflügel des paläozoischen Gewölbes zusammensetzenden Triaskalke bilden zwischen Sava und Steinbrück den Gipfelgrat eines das rechte Saveufer begleitenden Rückens, der im Kumberge noch eine Höhe von 1219 *m* erreicht und bei Sava auf das linke Flußufer übersetzt. Die carbonischen Schichtaufbrüche an der Südseite des Kumberges erfolgen unter sehr komplizierten Verhältnissen. Die höchsten Erhebungen dieses Rückens bestehen aus fast schwebend gelagerten Dachsteinkalken, an deren Basis im N und S tiefere Triasglieder bis zu den Werfener Schichten hinab zu Tage treten. Unter diesen triadischen Bildungen spielt ein fossilführendes Niveau mit Pietra-Verde-Einlagerungen, das sich enge an die Buchensteiner Schichten von Südtirol anschließt, eine wichtige Rolle.[2]) Auf den steil aufgerichteten Triasschichten haben sich, wie TELLER[3]) gezeigt hat, zu beiden Seiten des Savedurchbruches und im Mündungsgebiete der Sann flach gelagerte Schollen von miocänen Transgressionsrelikten erhalten, die bis zu einer Meereshöhe von 800 *m* aufwärts reichen. TELLER konnte in diesen Transgressionsrelikten, denen sarmatische Schichten konkordant aufgelagert sind, die sämtlichen Elemente der vielgliedrigen Schichtenreihe nachweisen, die in dem geschlossenen Tertiärgebiete von Tüffer und Sagor über dem kohlenführenden aquitanischen Schichtenzuge folgen. Die oberen Nulliporenkalke und brackischen Schichten des Tüfferer Miocäns im Mündungsgebiete der Sann enden nordwärts an einem scharfen Längsbruch, zu dem sie samt den überlagernden sarmatischen Schichten mit einem knieförmigen Faltenwurf steil in die Tiefe setzen.

Das Tal der Save selbst ist von der Einmündung der Laibach bis zur Tertiärbucht von Rann keineswegs ein Längental. Es durchschneidet vielmehr in seinem den Umrissen eines stumpfwinkeligen Dreieckes vergleichbaren Laufe zweimal den Wacher Zug in diagonaler Richtung. Doch bleibt die Save bis zu ihrem Austritt in die Ebene unterhalb Gurkfeld stets im Gebiete der WO streichenden alpinen Falten und tritt an keiner Stelle ihres Laufes in das Dinarische Faltensystem ein.

Im Hinblick auf die nahen topographischen Beziehungen des Savelaufes zu der Zone von OW streichenden Faltungen im S der Steiner Alpen und des Meninaplateaus kann man diese letztere Zone mit STACHE als Gebirgssystem der Save bezeichnen. Diesem System gehören unzweifelhaft noch die Höhen von Großdorn, Tersische und Trebelno an, die die

[1]) A. BRUNNLECHNER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 387.
[2]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899. S. 17.
[3]) F. TELLER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 284—292.

Tertiärbucht von Rann — „den einzigen Winkel von Unterkrain, wo man länger als eine Viertelstunde gehen kann, ohne bergauf und bergab steigen zu müssen“ — im N begrenzen. Mit den Ketten des Savesystems kontrastiert sowohl in Bezug auf den geologischen Bau als auf die Physiognomik und den Charakter des Terrainreliefs eine Aufeinanderfolge von „Terrassenlandschaften von parallelen Schichtenbrüchen mit unterirdischen Wasserscheiden“, die von dem Südrande des Laibacher Einbruchfeldes in SO-Richtung die größere westliche Hälfte von Unterkrain durchziehen. Diese Terrassenlandschaft ohne eigentliche, scharf ausgeprägte Kämme und ohne Täler mit Talbächen, mit ihren breiten Poljen und ihrer unterirdischen Wasserzirkulation ist ihren physiognomischen Verhältnissen nach ein Stück des Karstlandes, ihrer Struktur nach ein Glied des Dinarischen Faltensystems. An dem Aufbau dieser Falten nehmen cretacische Bildungen, die in den Steiner Alpen und in dem ganzen Gebirgssystem der Save fehlen, einen hervorragenden Anteil. Dafür sind die marinen Neogenbildungen, die noch in den die Tertiärbucht von Rann an deren Nordrande begleitenden Ketten in den Becken von Pulle, St. Johann und St. Ruprecht zur Ablagerung gekommen sind, verschwunden und durch junge Süßwasserbildungen (Lignite von Gottschee und Tschernembl) ersetzt.

In den oben zitierten Arbeiten von Lipold und Stache wird wiederholt auf den Gegensatz zwischen der Ost- und Westhälfte von Unterkrain in Struktur und Relief hingewiesen und betont, daß die erstere dem WO streichenden Faltensystem der Südlichen Kalkzone, die letztere dem NW—SO streichenden Dinarischen Gebirgssystem angehört. Wohl gibt Lipold an, daß die Grenze zwischen beiden Systemen mit einer Linie von Neustadtel im Gurktale nach Weixelburg beiläufig zusammenfalle, aber vergebens sucht man in der Literatur Mitteilungen darüber, in welcher Weise die Begegnung der beiden in einem spitzen Winkel aneinanderscharenden Faltungszonen sich vollzieht, ob ein scharfer Bruch, wie die Isonzolinie bei Caporetto, dieselben trennt, oder ob ein Eingreifen der dinarischen in die südalpine Faltungsrichtung, ein Eintreten der Dinarischen Falten in den Körper der Südlichen Kalkzone selbst stattfindet. Zu Gunsten der letzteren Anschauung würde die Tatsache sprechen, daß einzelnen Gebirgsstücken in Unterkrain wirklich eine vermittelnde Stellung zwischen dem alpinen und dem Karstsystem zuzukommen scheint. Supan[1] hebt hervor, daß ein solcher Übergang im Gurktale klar zum Ausdruck komme, da dieses aus zwei in der Gegend von Mönichsdorf rechtwinklig zusammenstoßenden Längentälern bestehe. Die Zugehörigkeit des die Tertiärbucht von Rann und das Tal der unteren Gurk im Süden umrahmenden Samoborer Triasgebirges, dessen Nordabfall als Uskoken- und Gorianza Gebirge die Grenze zwischen Krain und Kroatien bildet, zum Savesystem ist durch die Untersuchungen von

[1] A. Supan: „Österreich-Ungarn“ in Kirchhoffs Länderkunde von Europa, I. T., 2. Hälfte, S. 18. u. 46.

K. Kramberger-Gorjanović[1]) erwiesen worden. Das Samoborer Triasgebirge, dessen tektonische Stellung lange Zeit unklar geblieben war — von Lipold und Stache war es zum Savesystem, von Stur zum Karstsystem gerechnet worden — stellt ein dem Wacher und Orlicazug sich anschließendes Glied des Savesystems dar, dessen einzelne Züge von N gegen S zu sich aus der normalen WO-Streichrichtung des Hauptstammes der Südlichen Kalkzone immer stärker gegen NO wenden. Die nur durch die Saveniederung getrennte tektonische Fortsetzung des Samoborer Triasgebirges ist das Agramer Gebirge (Sleme Vrh 1085 *m*). Eine Zwischenstellung zwischen dem letzteren und dem Ivančicagebirge, der Fortsetzung des Rudenzazuges, nimmt das ONO streichende Kalniker Gebirge ein.

Wir sind damit in die Region der aus dem Tieflande zwischen der unteren Drau und Save inselartig aufragenden älteren Gebirgskerne eingetreten, zu denen außer dem Agramer und Kalniker das Moslaviner, Požeganer, Orljava- und Vrdnikgebirge (Fruska Gora) gehören.

Die kroatisch-slavonischen Inselgebirge sind von der Mehrzahl der älteren Beobachter als eine Fortsetzung der Südalpen angesehen worden. Auch E. Suess ist in seinen älteren Schriften dieser Meinung beigetreten.[2]) Eine veränderte Auffassung hat sich erst durch die Arbeiten von E. v. Mojsisovics Bahn gebrochen. Für E. v. Mojsisovics sind jene Inselgebirge Teile eines alten Massivs, des „orientalischen Festlandes“, das als stauendes Hindernis den Gebirgsfaltungen einen gewissen Widerstand entgegensetzte und durch sein keilförmiges Eindringen in den Zwischenraum zwischen den Südalpen und den dinarischen Ketten diese beiden Faltensysteme auszuweichen und auseinanderzutreten zwang.[3]) Von Tietze bekämpft, von R. Hoernes verteidigt, hat diese Auffassung die ältere allmählich verdrängt, insbesondere, seit E. Suess dieselbe akzeptierte und weiter ausgestaltete.[4]) Ich habe an anderer Stelle[5]) zu zeigen versucht, daß jene Inselgebirge in ihrer Zusammensetzung dem südöstlichen Abschnitte der ostalpinen Zentralzone gleichstehen, daß in den steil aufgerichteten Tertiärschichten ihrer Umrandung sich die Spuren intensiver jugendlicher Bewegungen zu erkennen geben und daß die kroatisch-slavonischen Inselkerne selbst gleichzeitig mit der dinarischen Region und mit dem Savesystem in Falten gelegt wurden, die eine ausgesprochene Übereinstimmung mit der Streichrichtung des letzteren zur Schau tragen. Es liegen daher in den Inselgebirgen wohl nicht die Reste einer den Ostalpen fremden Masse, sondern Bestandteile der Ost-

---

[1]) K. Kramberger-Gorjanović: „Geologische Übersichtskarte der Königreiche Kroatien und Slavonien, Blatt Vinica“, Agram 1902.

[2]) E. Suess: „Die Entstehung der Alpen“, S. 44.

[3]) E. v. Mojsisovics in „Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina“ von E. v. Mojsisovics, E. Tietze u. A. Bittner, Wien 1880, S. 19.

[4]) E. Suess: „Das Antlitz der Erde“, 1, S. 350.

[5]) Mitt. d. k. k. geograph. Ges., Wien 1902, S. 292.

alpen selbst vor, kristallinische Aufbruchswellen, vergleichbar dem Massiv der Cima d'Asta, Fragmente eines der auseinandertretenden Strahlen des ostalpinen Fächers im Sinne der älteren Auffassung von F. v. HAUER und E. SUESS.

Nichtsdestoweniger ist der Einfluß des Gebirgsstückes, dem die Inselkerne zwischen Drau und Save angehören, als eines stauenden Hindernisses auf die Entwicklung eines Teiles der Dinarischen Falten, insbesondere der bosnischen Flyschzone, keineswegs in Abrede zu stellen.

Es dürfte vielmehr in dieser Hinsicht den Ausführungen von E. v. MOJSISOVICS beizupflichten sein, der einen solchen Einfluß auf den Umstand zurückführt, daß jenes Gebirgsstück als eine Region älterer Faltung „aus jenem Zeitabschnitt, in welchem das südalpine Hochgebirge und die nördlichen Kalkalpen dauernd über das Meeresniveau emporgeschoben wurden“, der dinarischen Region gegenüberstand, als beide während der jüngeren Tertiärzeit gleichzeitig von intensiven Faltungen betroffen wurden. Daß der Gebirgsschub sich über die bosnische Flyschzone und das kroatisch-slavonische Inselgebirge gleichmäßig erstreckte, kann nicht als ein Argument gegen einen Einfluß des letzteren auf die Entwicklung der ersteren angesehen werden. Denn auch der Einfluß des Bacher Massivs auf die Falten des Drauzuges ist unverkennbar, obwohl beide in postcretacischer Zeit noch einmal gleichzeitig von gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen wurden. FRECH versucht sogar den bogenförmigen Verlauf der gesamten Südalpen auf den Einfluß eines paläokarnischen, aus der Carbonzeit stammenden Gebirges zurückzuführen, obschon dieses selbst von jenen Faltungen, die zur Aufrichtung des Drauzuges und der Südlichen Kalkzone führten, in intensivster Weise mitbetroffen wurde.

Dadurch, daß einzelne Elemente der Ostalpen während verschiedener Phasen der Gebirgsbildung eine verschiedene tektonische Rolle gespielt haben, tragen sie gewissermaßen einen gemischten Charakter. Sind sie von älteren Faltungen betroffen worden und werden sie dann in einer jüngeren Faltungsphase von den gebirgsbildenden Bewegungen in minder intensiver Weise ergriffen als ihre Umgebung, so können sie der letzteren gegenüber sehr wohl die Rolle einer alten Masse spielen. Der Bacher, das Porphyrplateau von Bozen oder das Adamello-Massiv sind gute Beispiele für solche ostalpine Elemente gemischten Charakters.

VI. Abschnitt.

Das Dinarische Faltensystem des Karstgebietes.

Die Isonzo-Linie. — Der Bruch von Idria. — Das Triasplateau von Innerkrain und Südwestkroatien. — Physiognomischer Charakter des triadischen Karstgebietes. — Poljen. — Zirknitzer See. — Beziehungen der triadischen Falten des Dinarischen Systems zur Südlichen Kalkzone. — Der Kreidekarst. — Stratigraphie des Kreidekarstes in den österreichischen Küstenländern. — Das Karstphänomen. — Stufengliederung des Karstgebietes. — Hochkarststufe des Tarnowaner Waldes. — Triestiner Karst und Tschitschenboden. — Süddistrianischer Kreidekarst. — Eocänmulden. — Das alte Adriafestland. — Zusammenhang der Hochkarststufe mit der Venetianischen Faltungszone. — Dinarische Faltungszonen in Dalmatien. — Querprofile entlang der Kerka. — Überdeckungsschollen bei Traù. — Struktur von Süddalmatien. — Der Gebirgsbau des Dinarischen Faltensystems.

Das triadische Gebirge der Julischen Alpen endet gegen S an einem Überschiebungsbruch. Die im großen ganzen flach N einfallenden Schichten des Dachsteinkalkes, welche die Hochgebirgsregion der Julischen Alpen zusammensetzen, werden an einer Längsstörung scharf abgeschnitten, die bei Caporetto mit WO gerichtetem Streichen den Isonzo kreuzt und von Stur[1]) als Isonzo-Linie bezeichnet wird. Entlang dieser Linie sind im Isonzogebiet die Dachsteinkalke des südlichen Schichtenkopfes der Julischen Alpen über Mergelschiefer und Caprotinenkalke der unteren Kreide geschoben. Sturs Profil von Tolmein zum Sljeme Vrh zeigt drei WO streichende Züge von cretacischen Gesteinen, die schuppenförmig gegen S überstürzt sind und von dem Dachsteinkalk des Sljeme Vrh überschoben werden. Hingegen hat die weiter östlich gelegene Masse der Hradica (1964 *m*) und Černa Prst (1845 *m*) nach der neuen Aufnahme von Kossmat eine überkippte Lias-Juravorlage, die — streckenweise von paläozoischen Aufpressungen begleitet — gegen die Kreide abgegrenzt ist. Der Bruchzone entspricht auch orographisch eine Einsenkung, die von Vergogna über Caporetto, Tolmein, Podmeuz, Deutschreuth, Ternig und Podbrda gegen Eisnern zieht.

Das Gebirgsland im S dieser Linie zeigt einen anderen Bau als die Julischen Alpen. Seine Struktur wird beherrscht von NW—SO streichenden Falten und aus solchen hervorgegangenen Überschiebungen. Dieses SO Streichen der Falten ist maßgebend für den Bau der östlichen Küstenländer des Adriatischen Meeres; es ist das Streichen des Dinarischen Faltensystems, dem innerhalb der Monarchie das südwestliche Krain, Görz und Gradiska, die Halbinsel Istrien, das kroatische Litorale, Dalmatien, Bosnien und die Hercegovina angehören. In diesem Gebiete dominieren lange, SO streichende Falten, deren häufig überschobene Stirnen gegen SW blicken. Einzelne dieser Faltenzüge grenzen sich durch Dislokationen gegeneinander ab, die auf weite Strecken verfolgbar und ihrer tektonischen Bedeutung nach als Überschiebungsbrüche charakterisiert sind.

[1] D. Stur, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, IX, S. 350.

Die erste und auffallendste dieser SO gerichteten Dislokationslinien, die bei Caporetto in einem spitzen Winkel mit dem Isonzo-Bruch zusammentrifft, ist die Linie von Idria. Dieser Linie entspricht das Tal des Isonzo zwischen Caporetto und Tolmein. Ihr weiterer Verlauf wird durch die Punkte Tribusa, Idria, Zirknitz und Laas bezeichnet. Am genauesten untersucht sind die Störungen in dem Bereich der erwähnten Dislokation in der Umgebung der Bergstadt Idria, über die neben den älteren Arbeiten von Lipold[1]) und Stur[2]) eingehende Detailstudien aus den letzten Jahren von F. Kossmat[3]) vorliegen.

Die Schichtfolge in der Umgebung von Idria schließt sich enge an jene in der Südlichen Kalkzone an. Das tiefste Glied bilden die Silberschiefer von Idria, die an Aufbrüche im Werfener Schiefer gebunden sind, in langen Zügen die Hauptdislokationen begleiten und von Stur, Lipold und Kossmat übereinstimmend für paläozoisch gehalten werden. An dem Aufbau des triadischen Gebirges beteiligen sich: Werfener Schichten, Dolomite und Dolomitbreccien des Muschelkalkes, Wengener Schichten sowohl in der Facies von Mergeln und Sandsteinen mit *Daonella Lommeli* als in jener der pflanzenführenden Skonzaschiefer, Kalke und Kalkschiefer von geringer Mächtigkeit, deren Fossilien auf das Niveau der Cassianer Schichten hinweisen. Raibler Schichten in der bekannten südalpinen Ausbildung und Hauptdolomit. Die „Cassianer Kalke" gehen nach unten ganz allmählich in Wengener Schichten (Profil von Gereuth), nach oben ebenso allmählich durch Wechsellagerung in Raibler Schichten über.[4]) In den Wengener Schichten spielen porphyrische Eruptivgesteine eine wichtige Rolle. Cretaceische Gesteine — Requienienkalke der unteren und Radiolitenkalke der oberen Kreide — sind in ihrer Verbreitung zumeist an Verwerfungen geknüpft, doch hält Kossmat deren ursprünglich transgredierende Lagerung über der Trias für wahrscheinlich. Oberkreide und Eocän sind hier nicht mehr wie in dem größten Teile der Venetianischen Voralpenzone enge verbunden, sondern durch eine scharfe Diskordanz getrennt. Die Quecksilbererze (Zinnober und gediegenes Quecksilber), die durch den Grubenbetrieb bei Idria gefördert werden, sind Imprägnationen, die die Skonzaschiefer (Lagerschiefer), die Breccien an deren Basis und auch die Silberschiefer an solchen Stellen durchziehen, wo sie durch Verwerfungen mit den Skonzaschiefern in Kontakt treten. Daher hält Stur die Imprägnation der Lagerstätte mit den Quecksilbererzen für jünger als die Entstehung der (erwiesenermaßen postcretacischen) Störungen.

Das Gebiet von Idria wird von einem sehr komplizierten Sprungnetz durchsetzt. Der Ausgleich der tektonischen Störungen erfolgt nicht an einer

[1]) M. V. Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXIV, 1874, S. 426.

[2]) D. Stur. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 235.

[3]) F. Kossmat. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 49. Bd., 1899, S. 259—286, ferner Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 92 u. 1900, S. 65—78.

[4]) Das Niveau der *Pachycardia rugosa* nimmt im Profil von Gereuth genau dieselbe Position ein, wie auf der Seiser Alpe in Südtirol.

einzigen, im Sinne des dinarischen Streichens verlaufenden Linie, sondern an zahlreichen Brüchen, „die zum Teil als normale Verwerfungen, zum Teil als Überschiebungen ausgebildet sind und die Schichtreihe in sehr verwickelter Weise zerstückeln“. Innerhalb des eigentlichen Bergbaugebietes sind drei Schollen in größere Tiefen aufgeschlossen, jene des Čerin, des Vogelberges und des Rinnwerkes. Die Quecksilberlagerstätte befindet sich innerhalb einer Triasscholle, auf die jene des Čerin aufgeschoben ist. Sie wird im NO und SW von Überschiebungsflächen begrenzt, die gegen die Oberfläche derart konvergieren, daß sie sich noch in den obersten Laufstrecken nahezu vereinigen und so die erzführende Gesteinspartie keilförmig abstutzen. Die ganze durch die auf nachträgliche Faltung zurückzuführende Krümmung der südlichen Überschiebungsfläche (Südkontakt) noch stärker komplizierte Lagerung glaubt Kossmat in seiner oben zitierten Studie durch die Annahme normaler Schuppenstruktur erklären zu können.

Ich möchte es nicht unterlassen, an dieser Stelle dankbar der Anregung zu gedenken, welche mir aus dieser lehrreichen Studie zu teil geworden ist, und auf die große Bedeutung hinzuweisen, welche genaue Untersuchungen bergmännischer Aufschlüsse für eine zutreffende Auffassung tektonischer Erscheinungen besitzen. Da ich mich in diesem Buche auf die Darstellung der großen Grundzüge der Struktur der Ostalpen beschränken muß, sei bezüglich der Details auf jene lesenswerte Arbeit verwiesen.

Östlich von der Bruchlinie von Idria breitet sich das Plateau und Hügelland von Innerkrain aus. Es besteht zum überwiegenden Teile aus triadischen Sedimenten mit Aufbruchswellen von paläozoischen Schiefern. E. v. Mojsisovics[1]) hat die triadischen Wellen dieses Gebietes geradezu als die tektonische Hauptachse des Dinarischen Gebirgssystems angesehen. Sie finden ihre Fortsetzung in dem breiten Triaszuge des kroatischen Karstgebietes, aus dem an der oberen Kulpa carbonische Gesteine aufbrechen. Die mächtigsten Falten dieses Zuges sind der Zengsko bilo oder die nördliche Fortsetzung des Velebit und das Kapellagebirge.[2]) Zu einer Fixierung bestimmter Horizonte in den Kalken der oberen Trias ist man bisher nur an sehr wenigen Punkten gelangt. Der überwiegende Teil derselben dürfte wohl dem Hauptdolomit zufallen. Marines Untercarbon in der Facies der Bleiberger Schichten ist durch Foetterle[3]) nordwestlich von Lagus im Kulpagebiet nachgewiesen worden. Für das Alter anderer Carbonaufbrüche (z. B. in dem Gebirge von Eisnern-Pölland) sind nur sehr wenige und unzureichende paläontologische Anhaltspunkte vorhanden. Eine obercarbonische Fauna ist von Ričica im Velebitgebirge bekannt geworden.[4])

Ein zweiter, weiter im O gelegener Triaszug, der ebenfalls das dinarische SO-Streichen zeigt, beginnt in der Nähe von Karlstadt in Kroatien

---

[1]) E. v. Mojsisovics. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 187.

[2]) E. Tietze. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXIII, 1873, S. 27—71.

[3]) F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, 1868, S. 26.

[4]) G. Stache. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIII, Heft 1, S. 19.

und läßt sich über Kladus und Novi auf bosnisches Gebiet verfolgen. Auch aus diesem Triaszuge brechen lokal ältere Schichtbildungen auf. Schiefer und Sandsteine bei Tergove haben eine Flora geliefert, die zuerst für eine solche des Rotliegenden gehalten, später jedoch von STUR[1]) als dem höchsten Obercarbon angehörig erkannt wurde. Einem noch tieferen Niveau dürften die von TIETZE[2]) zur kristallinischen Serie gerechneten chloritischen Schiefer von Buzeta und Zirowac zufallen. Über dem triadischen Hauptdolomit ist in Innerkrain und Südwestkroatien lokal eine Vertretung des Lias in der Facies der Grauen Kalke von Südtirol nachgewiesen.[3]) Die fossilreichsten Ablagerungen dieses Horizonts sind jene auf dem Vinicaberge bei Karlstadt mit *Hildoceras bifrons*.[4]) Ein mehrfach unterbrochener, im Kulpagebiete zu erheblicher Breite anschwellender Zug von cretacischen Gesteinen in der dem Karstgebiete eigentümlichen Entwicklung trennt die beiden oben erwähnten Triasgebiete.

Die Triasregion von Südwestkroatien endet gegen das Tiefland der Save mit einem deutlich markierten Steilabbruch, der über Samobor, Karlstadt und dem Fuß der Petrova gora entlang bis an die Glina zieht. Dieser Steilrand ist kein natürlicher Rand des Gebirges, sondern ein Bruch, der die Niederung von Karlstadt bogenförmig umfaßt und, wie E. v. MOJSISOVICS[5]) gezeigt hat, einer Fortsetzung jener großen Störungslinie entspricht, die die bosnische Flyschzone von dem Kalkgebirge trennt. Schon STUR[6]) hat auf den tektonischen Charakter des Steilabbruches Samobor—Glina hingewiesen. Seine Lage ist eine derartige, daß weder die mesozoischen Bildungen des Karstgebietes über denselben nach NO, noch die marinen Tertiärablagerungen des Tieflandes in das Karstgebiet nach SW auf eine weitere Strecke eingreifen. Das ganze Dinarische Faltensystem war bereits zur Miocänzeit Festland, in dem jüngere Tertiärablagerungen nur als Süßwasserbildungen in Talrinnen und Becken erscheinen. In einzelnen dieser Süßwasserbecken, deren Sedimente eine scharfe Parallelisierung mit jenen des Pannonischen Meeresbeckens kaum zulassen, sind Braunkohlenflötze entwickelt. In dem Triasplateau von Innerkrain macht STACHE[7]) drei durch eine unbedeutende Braunkohlenführung ausgezeichnete Neogenbecken namhaft. Es sind dies jene von Gottschee, Tschernembl und Weltsberg.

Die Triasgebiete von Innerkrain und Südwestkroatien tragen den Charakter der Karstlandschaften noch nicht in so ausgeprägtem Maße an sich

---

[1]) D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, 1868, S. 131—138, H. GEINITZ, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 165.

[2]) E. TIETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXII, 1872, S. 253—288.

[3]) L. v. TAUSCH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 187.

[4]) U. SCHLÖNBACH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 68; S. SCHMID. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 718—728.

[5]) E. v. MOJSISOVICS. Grundl. d. Geol. von Bosnien-Hercegovina, S. 17.

[6]) D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIII, 1863, S. 485—523.

[7]) G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, S. 371.

als die im W anschließenden Plateaus des küstenländischen Kreidekarstes. Die eigentlichen Karstphänomene sind an die Entwicklung der Kalksteinfacies gebunden, die innerhalb der Dinarischen Falten von der mittleren Trias aufwärts durch die ganze Jura- und Kreideformation und auch noch während des älteren Eocäns herrscht. Wo der Karstcharakter in typischer Weise ausgebildet ist, dort bringt es die Zerklüftung und Durchlöcherung des Gebirges mit sich, daß die atmosphärischen Niederschläge sich nirgends zu anhaltenden Bach- oder Flußsystemen sammeln sondern teils sogleich oder nach kurzem oberirdischen Laufe in Spalten und Klüften des Kalkes versinken, daß eine unterirdische Wasserzirkulation an Stelle der normalen, oberirdischen tritt.

Das triadische Kalkplateau von Innerkrain besitzt neben einer Anzahl normaler Täler auch eine erhebliche Menge von allseitig geschlossenen trogförmigen Kesseltälern oder Poljen. Das bekannteste dieser Poljen ist jenes, dessen Boden der schon von Athanasius Kircher im „Mundus subterraneus" erwähnte Zirknitzer See einnimmt. Die periodische Speisung dieses Sees vollzieht sich durch unterirdische Wasseransammlungen mittels eines Spaltensystems, das mit den unterirdischen Wasserbehältern in Verbindung steht. Der Zirknitzer See selbst ist der letzte Rest einer ehemals ausgedehnteren Seebedeckung. Ein noch weiter vorgeschrittenes Stadium der Austrocknung stellt das Laibacher Moor dar. Im letzten Stadium der Austrocknung endlich befinden sich die Kesseltäler von Gottschee und Gutenfeld.[1]) Für zahlreiche Poljen ist eine Abhängigkeit von den tektonischen Verhältnissen nachweisbar. Häufig sind sie reihenförmig in NW—SO-Richtung, dem Streichen der dinarischen Falten und Überschiebungsbrüche entsprechend, angeordnet.

G. Stache[2]) bezeichnet das triadische Kalkplateau von Innerkrain als eine Terrassenlandschaft mit parallelen Schichtbrüchen und unterirdischen Wasserscheiden, ohne eigentliche Gebirgsrücken und regelmäßige Talbildung. Es ist zum größten Teile mit Wald bedeckt.

Sehr eigentümliche tektonische Verhältnisse weist die Grenzregion zwischen dem Plateau von Innerkrain und dem Hauptstamme der Südlichen Kalkzone nahe dem Westrande des Senkungsfeldes von Laibach auf. Durch die noch im Gange befindlichen Detailaufnahmen von Kossmat ist bisher folgendes bekannt geworden.[3])

Mit der NW-SO streichenden Störungslinie von Idria trifft bei Tolmein im Isonzotale eine zweite Bruchlinie zusammen, die ebenfalls noch das dinarische Streichen zeigt, aber keinen SO sondern einen OSO gerichteten Verlauf nimmt und über Grahovo gegen Kirchheim zieht. Die Plateauregion zwischen den gegen O auseinander tretenden Linien von Idria und Kirchheim schließt sich in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht an das Trias-

[1]) Vergl. insbesondere W. Urbas, Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1874, S. 298; 1877, S. 161 u. 1879, S. 17—34.

[2]) G. Stache, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, S. 373.

[3]) F. Kossmat, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 103—111.

gebiet von Idria an. Dagegen herrschen nördlich von der Linie von Kirchheim wesentlich abweichende Verhältnisse. Die jurassisch-cretacische Vorlage am Südfuße der Julischen Alpen, die in der Umgebung von Tolmein mit einem durch den Wechsel von Flysch mit Rudistenkalken charakterisierten Schichtenkomplex abschließt, endet im O an einer NS ziehenden Linie. Ostwärts von dieser Linie treten paläozoische Schiefer und Sandsteine von mutmaßlich carbonischem Alter in großer Ausdehnung zu Tage. Sie setzen die ganze Hügelregion zwischen Kirchheim und dem Südabhang der Dachsteinkalkplatte des Wocheiner Gebirges bis an den Rand der Laibacher Ebene hinaus zusammen. Einzelne Züge von Triasbildungen liegen auf dem paläozoischen Grundgebirge. Im Bačagebiet setzt eine lokale Transgression der Trias mit küstennahen Sedimenten ein, die beiläufig dem Niveau von St. Cassian oder Raibl entsprechen. Ihr Hangendes bilden Hornsteindolomite, ein Äquivalent des Hauptdolomits. In die Jura-Kreideentwicklung des Südabhanges der Julischen Alpen greifen diese triadischen Gesteine aus der Gegend von Kirchheim in zwei langgestreckten Zügen ein, die sich als sattelförmige Aufbrüche innerhalb der jüngeren Vorlage darstellen. Der nördliche dieser beiden Züge reicht am Fuße des Berges Suha fast bis an die Grenze des Dachsteinkalkes der Julischen Alpen heran. Sein Streichen ist noch im Sinne der dinarischen Falten NW—SO gerichtet. Dagegen zeigen die paläozoischen Gesteinszüge bei Kirchheim ONO—WSW gerichtetes Streichen, schließen also mit der Bruchlinie von Kirchheim einen stumpfen Winkel ein. Dieses Streichen ist aber zugleich jenes der Triasbildungen in den Julischen Alpen nahe dem östlichen Ende der Isonzo-Linie.

Es ergibt sich hieraus eine eigentümliche Divergenz der Störungen im Gebiete des oberen Bačatales. Durch den Aufbruch der Cassianer Schichten und Hornsteindolomite, der vom Südfuße der Suha bis Kirchheim zieht, und durch den WO bis ONO streichenden, dem Isonzobruch folgenden Abbruch der Triasscholle des Wocheiner Gebirges wird eine keilförmige Gebirgspartie umgrenzt, in der eine Interferenz des alpinen und dinarischen Streichens sich geltend macht. Das erstere reicht nach SW nicht über die Linie von Kirchheim hinaus.

Das Gebiet zwischen Kirchheim, Bischoflack, Laibach und Idria gehört zum größten Teile der Region des dinarischen Streichens an, das sich in der WNW—OSO-Richtung der älteren Aufbrüche ausspricht. In dem Gebiete des Pöllander Tales erreichen die tektonischen Störungen ein ungewöhnliches Ausmaß, indem ein Teil des zusammenhängenden paläozoischen Terrains hier an seinem SW-Rande zerfranst, in Deckschollen aufgelöst und auf Gesteine der mittleren und oberen Trias (ladinische und karnische Stufe) aufgeschoben ist. Die im dinarischen Sinne streichenden Gesteinszüge werden durch einige, im Gebirgsbau sehr auffallend hervortretende Querstörungen abgeschnitten, die NNW—SSO streichend mit den dinarischen Faltungen einen spitzen Winkel einschließen.

Das österreichische Küstenland im SW der Störungslinie von Idria

und der Triasregion des liburnischen Karstes besteht fast ausschließlich aus Kreide- und Eocängesteinen. Ältere Bildungen als die Kreide treten nur längs der Hauptwasserscheide der Hochgebirgsstufe auf. Es sind dies, von den Triasvorkommen der Umgebung von Idria abgesehen, vorwiegend Plassenkalke des Tithon, die im Tarnowaner Walde in bedeutender Mächtigkeit entwickelt sind. Zwischen den Korallen- und Nerineenkalken des Tithon im Hangenden und dem Hauptdolomit im Liegenden hat hier KOSSMAT[1]) Zwischenbildungen in der Facies der Grauen Kalke des Lias und der mitteljurassischen Oolithe von San Vigilio nachgewiesen.[2])

Über die Gliederung der Kreide und Tertiärbildungen des Küstenlandes sind wir insbesondere durch die eingehenden Arbeiten von STACHE[3]) unterrichtet. Die **Karstkreide** ist in der eintönigen Facies von Caprotinen- und Rudistenkalken ausgebildet. Ihre Stelle nehmen an verschiedenen Punkten des Karstgebietes (Sessana, Golazberge des Tschitschengebirges) bituminöse Dolomite, Dolomitsandsteine und Breccien ein. Die Caprotinenkalke der unteren Kreide scheinen vorwiegend die Urgonstufe zu repräsentieren. In den Rudistenkalken, die der oberen Kreide angehören, hat man mehrere Horizonte zu unterscheiden versucht. Ein tieferer Horizont hat bei Pinguente die Fauna des Col dei Schiosi (Oberes Cenoman) geliefert.[4]) Einem jüngeren Hippuritenhorizont entsprechen die oberturonen und untersenonen Breccienkalke von Nabresina.[5]) Die Rudistenkalke des Birnbaumer Waldes und Nanos stellen ein Äquivalent des Danien dar.[6]) Eine lokal entwickelte Bildung vom ungefähren Alter des Aptien sind die fischführenden Schiefer und Mergel von Comen in Istrien.[7]) Eine nicht sicher horizontierte Fauna von Sphäruliten und Radioliten (Oberturon oder Senon?) ist von **Pirona**[8]) aus den Rudistenkalken des Colle di Medea (Friaul) beschrieben worden.

Während im Tarnowaner Walde die Caprotinenkalke der unteren Kreide regelmäßig auf den tithonischen Plassenkalken aufruhen, greifen sie nach KOSSMATS[9]) Beobachtungen in der Umgebung von Planina unmittelbar auf Hauptdolomit über. Für das ganze Gebiet des Dinarischen Faltensystems ist die Kreidezeit eine Periode der Ablagerung von Meeresbildungen und

[1]) F. KOSSMAT. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 144.

[2]) In dem östlich anschließenden Kreuzbergzuge wurden die letzteren schon von STUR aufgefunden.

[3]) G. STACHE hat eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse seiner geologischen Detailaufnahmen in den österreichischen Küstenländern in dem einleitenden Abschnitte zu seiner Monographie der Liburnischen Stufe (Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIII. Bd., 1889, 1. Heft, S. 1—84), veröffentlicht. Eine Übersicht des geologischen Baues der Küstenländer findet sich ferner in einer Arbeit desselben Autors über die Wasserversorgung von Pola im 39. Bd. des Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt (S. 83—180).

[4]) K. REDLICH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 150.

[5]) K. FUTTERER. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 46. Bd., 1893, S. 477—488.

[6]) F. KOSSMAT. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 149. G. STACHE. l. c. p. 38.

[7]) F. BASSANI. Atti Soc. Veneto-Trentina di sc. nat. Vol. VII.

[8]) G. PIRONA. Mem. Ist. Veneto di scienze Vol. XIV. 1869.

[9]) F. KOSSMAT. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 78.

erst an der Grenze zwischen Kreide- und Tertiärepoche tritt eine Unterbrechung der marinen Serie ein. Die von STACHE als „protocäne Festlandsperiode" bezeichnete Phase in der Entwicklungsgeschichte der österreichischen Küstenländer wird durch eine Gruppe von mannigfaltigen Einschaltungen zwischen den marinen Kreide- und Eocänkalken markiert. Diese Einschaltungen — STACHES „Liburnische Stufe"[1]) — sind teils in der limnisch-brackischen Ausbildungsform der Characeen-Facies, teils in den Lagunen- oder Strandbildungen der Alveolinen-Facies entwickelt. Der Hauptrepräsentant der ersteren sind die kohlenführenden Cosinaschichten. Während die liburnische Stufe nicht überall gleichförmig und konkordant auf der oberen Karstkreide ruht, von dieser stellenweise sogar durch eine Erosionsdiskordanz geschieden wird, ist sie mit der unteren kalkigen Nummulitenfacies des marinen Eocäns stets enge verbunden. In einem beträchtlichen Teile des Karstgebietes ist jedoch die Meeresbedeckung selbst während der negativen Phase an der Grenze zwischen Kreide- und Eocänzeit nicht aufgehoben worden, so im kroatischen Karst, wo die ganze liburnische Stufe durch marine Foraminiferenkalke vertreten wird.

Die älteren Tertiärablagerungen des Küstenlandes zerfallen in zwei durch die auffallende Verschiedenheit ihrer Ausbildung charakterisierte Stufen. Das untere Eocän ist gleich der Kreideformation noch in Kalkfacies entwickelt, durch Nummuliten- und Alveolinenkalke vertreten, das mittlere und obere Eocän und Oligocän dagegen durch Mergel und Flyschsandsteine repräsentiert. Die obere Grenze der Hauptalveolinen- und Nummulitenkalke fällt beiläufig mit jener des „Calcaire grossier inférieur" des Pariser Beckens zusammen. Die zum Teile diskordant über die Kreide übergreifende Schichtfolge der jüngeren Nummulitenkalk-Breccien und -Mergel hat an zahlreichen Stellen Litoralfaunen geliefert, die dem mittleren und oberen Eocän angehören. Zu den reichsten dieser Lokalfaunen zählen jene von Cormons und Kosavin.[2]) Der Flysch bietet nur in den gelegentlich eingeschalteten Nummulitenbänken Anhaltspunkte für die allerdings sehr unsichere Beurteilung des Alters. Solche Bänke enthalten beispielsweise im Flysch von Cormons eine Fauna, die STACHE[3]) jener von Castelgomberto, OPPENHEIM[4]) dagegen einer solchen des Mitteleocän gleichstellt. Äquivalente der Priabonaschichten will der letztere Beobachter in keiner der bisher aufgefundenen alttertiären Faunen der Karstländer anerkennen.

In der Umgebung von Adelsberg und Planina ist der Flysch (Macigno Tassello) den oberretacischen Rudistenkalken mit deutlichen Anzeichen

[1]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 334, 1880, S. 195—209 u. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIII. Bd.

[2]) K. FRAUSCHER. (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 58) bezeichnet die Fauna von Kosavin als eine solche des oberen Parisien und als gleichwertig jener von Ronca. TARAMELLI und OPPENHEIM sehen in den Eocänschichten von Cormons ein Äquivalent der Alveolinenkalke des Monte Postale und von S. Giovanni Ilarione.

[3]) G. STACHE. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, XIII, 1. Heft, S. 65.

[4]) P. OPPENHEIM. N. Jahrb. f. Min. 1899, II. Bd., S. 105—116.

einer Diskordanz aufgelagert.[1]) Jüngere Meeresbildungen als solche des Oligocän fehlen vollständig. Die ganze jüngere Tertiärzeit und die Diluvialperiode waren in dem Gebiete der Dinarischen Falten eine Festlandsepoche. In diese Epoche verlegt STACHE auch die Entstehung ausgedehnter Ablagerungen von Flugsand und der Hauptmasse der Terra rossa, der durch subaërische Verwitterung gebildeten und in den Vertiefungen des Karstreliefs zusammengeschwemmten tonigen Lösungsrückstände des Kalkes.

Die Gesteine, die sich an dem Aufbau des österreichischen Küstenlandes beteiligen, lassen sich ihrer Facies nach in zwei Hauptgruppen zusammenfassen, von deren Verbreitung die Oberflächengestalt und die landschaftliche Physiognomie des Terrains abhängig ist. Den Kalken der Kreide und des Untereocän entsprechen die breiten Karstplateaus mit ihrem System von Grotten und unterirdischen Wasserläufen, ihren Kesseltälern und Dolinen und mit dem gänzlichen Mangel ausgesprochener Gebirgszüge und Talrichtungen. Den Mergeln und Flyschsandsteinen des Obereocän und Oligocän entsprechen Depressionen mit normalen, oberirdischen Flußgerinnen, deren Wasser in Riesenquellen an dem Fuße der die Kalkplateaus begrenzenden Steilwände hervorbricht. In den Hochplateaus des Kreidekalkes finden sich alle jene Erscheinungen in der auffälligsten Weise vereinigt, die man als „Karstphänomene“ bezeichnet. Zu den Besonderheiten der Karstlandschaften gehören die Höhlen, in denen die unterirdischen Flüsse zirkulieren (Adelsberger Grotte),[2]) die Kesseltäler (Polje), die Dolinen oder Karsttrichter (Foibe)[3]) und die Quellenarmut des steinigen Kalkbodens. Für die Detailplastik des Karstes sind die Dolinen geradezu das bestimmende Element des Reliefs. Die Mehrzahl derselben sind Erosionserscheinungen, welche in die Kategorie der geologischen Orgeln gehören. Über die Rolle, welche Einstürze und Deckenbrüche der unterirdischen Korridore bei ihrer Entstehung spielen, sind die Meinungen geteilt. Für die Kultur des Karstes sind die Dolinen von großer Bedeutung. Auf dem Boden derselben sammeln sich in der Regel die lehmigen, oft intensiv rot gefärbten Verwitterungsprodukte des Kalkes, die Terra rossa, an. Häufig beschränkt sich auf den sterilen Hochflächen des Karstes die Bebauung fast ausschließlich auf den Boden der Dolinen, die dann wahre Oasen in einer Steinwüste darstellen. Wo die eluviale Bodenschicht der Terra rossa noch nicht von dem felsigen Untergrunde abgewaschen und auf den Boden der Dolinen konzentriert ist, dort schmücken noch dichte Wälder das Gebirge, ohne daß dieses quellenreicher wäre als seine Umgebung. Die Karstländer sind an und für sich nicht unfruchtbar. Ihre Kulturfeindlichkeit äußert sich erst, sobald sie durch die

---

[1]) F. KOSSMAT. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 78—84.

[2]) Das grundlegende Werk über Karstgrotten ist SCHMIDL: „Die Höhlen und Grotten von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas“, Wien 1854.

[3]) Über das Dolinenphänomen vergl. insbesondere J. CVIJIĆ: „Das Karstphänomen“, PENCKS Geogr. Abh. 1896, V. Bd., 3. Heft.

infolge der menschlichen Wirtschaft eingetretene Abschwemmung ihrer Lehmdecke der kostbaren Fruchterde beraubt sind.[1])

Das Karstgebiet ist ein Land der Kontraste. Unmittelbar neben unfruchtbaren Steinflächen mit dünner Bevölkerung und rückständiger Kultur finden sich die prächtigen Forste des Krainer Schneeberges, die wohlkultivierten Terrassen der liburnischen Küste und der Quarnerischen Inseln mit ihren Wein- und Olivengärten und die Lorbeerhaine von Abbazia an der österreichischen Riviera. Die Grenze zwischen Kalkgebirge und Flysch ist in der Regel außerordentlich scharf gekennzeichnet. Die Flysch- und Mergelregion, deren intensiv gelbbraun und bläulichgrau gefärbte Gesteine eine gute Verwitterungskrume liefern, bietet genügende Voraussetzungen für eine gedeihliche Bodenkultur, steht jedoch an Ausdehnung in den Karstländern hinter dem Kalkgebirge erheblich zurück.

Die Tektonik des österreichischen Küstenlandes wird beherrscht durch ein System von schief gestellten, gegen SW nach dem Adriatischen Meere hin überschobenen Falten. Häufig trennen parallele Längsstörungen die einzelnen Faltenzüge, die sich orographisch als treppenartig vom Meere gegen das Innere des Landes ansteigende Stufen darstellen. Jede dieser aus Kreidekalken gebildeten Stufen fällt gegen die ihr im SW vorliegende Flyschmulde, deren NO-Flügel sie häufig überschiebt, mit einer schroffen Mauer ab, so daß das orographische Relief im großen mit der Struktur des Karstgebietes sozusagen organisch auf das Innigste zusammenhängt.

In dem krainisch-istrischen Gebirgsabschnitt des Karstlandes kommt die Gliederung in drei, den Gewölbefalten des Kreidekalkes entsprechende Stufen am vollständigsten zum Ausdruck. Das innerste Gebirgsglied ist die küstenländische Hochkarststufe mit dem Tarnowaner Wald, Birnbaumer Wald und Nanosplateau im NW, der Piuka Planina (Krainer Schneeberg 1796 *m*) im SO. Zwischen die Piuka Planina und den Nanos schiebt sich die Eocänmulde der Poik (Kesseltal von Adelsberg-Präwald), deren nordwestliche Fortsetzung die eocäne Hügellandschaft des Wipbach- und Isonzotales darstellt.[2]) Die Flyschmulde ist in der Gegend von Präwald und St. Veit zwischen dem Nanos (1315 *m*) und dem Triestiner Karst am stärksten zusammengepreßt. Auf dieser Strecke ist auch der Nanosrand vollständig überkippt und liegen dessen Kreidebänke in inverser Schichtfolge über dem Eocän des steil aufgerichteten nordöstlichen Muldenflügels.[3])

Innerhalb der ganzen zwischen das stark gefaltete Triasgebiet von Idria und die Wipbach-Adelsberger-Flyschmulde eingeschalteten Stufe des Kreidekarstes ist von einer eigentlichen Faltung keine Rede. Die Neigung der Schichten ist in der Regel eine sehr geringe. Man hat es mit einer

[1]) Vergl. u. a. E. Tietze. Beilage zu den Monatsblättern des Wissenschaftlichen Clubs, Wien, VI. Jahrg., 1885, Nr. 7 u. E. Richter. Zeitschr. f. Schulgeogr. 20. Jahrg., Heft 6 u. „Himmel und Erde“, X. Jahrg., 11. Heft.

[2]) G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1859. X. Bd., S. 272—331.

[3]) F. Kossmat. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896. S. 149—154.

Anzahl von einzelnen, gegen einander verschieden geneigten, plateauförmigen Schollen zu tun, die nur an ihrem SW-Rande mit steilen, zum Teile überkippten Flexuren gegen die vorliegende Flyschmulde absinken. Mit Recht weist Kossmat[1]) darauf hin, daß die auffallende Abhängigkeit der Faltungserscheinungen von der Gesteinsbeschaffenheit für ein geringes Ausmaß der faltenden Kraft in dieser Region zu sprechen scheine.

Zu der Eocänmulde des Rekagebietes steht die Piuka Planina mit dem Krainer Schneeberg in ähnlichen Beziehungen, wie Tarnowaner und Birnbaumer Wald zu der Eocänmulde des Wipbach- und Isonzotales. Die südöstliche Fortsetzung der Rekamulde ist von Stache als eine schmale zwischen breiten, antiklinal gelagerten Kreidezügen eingeklemmte Zone durch das Spaltental von Buccari bis Novi und in Zersplitterung auf die Insel Veglia verfolgt worden.[2])

Die zweite Kreidekalkstufe bildet den **Triestiner Karst** und den **Tschitschenboden** mit dem Monte Maggiore (1396 *m*) bei Abbazia. Diese Stufe ist zugleich mit den dieselbe im NO und SW begrenzenden Eocänmulden die eigentliche Hauptfaltungszone des Karstgebietes. Sie repräsentiert einen aufgebrochenen Steilsattel, der im SW die breite Doppelmulde von Triest[3]) und Pisino entlang einer bei Duino beginnenden und nahe der Ostküste der istrianischen Halbinsel in mehrere Brüche sich gabelnden Linie überschiebt. Diese Gabelung der Triestiner Flyschmulde gelangt in dem Bau der Quarnerischen Inseln noch schärfer zum Ausdruck. Ein schmaler Eocänstreifen durchsetzt die Insel Cherso. Seine Fortsetzung tritt über die Inseln Arbe[4]) und Pago[5]) auf das dalmatinische Festland über. Ein südlicher Ausläufer der Flyschmulde von Pisino taucht auf der Insel Lussin wieder auf. Die tektonische Leitlinie dieses Eocänzuges glaubt Stache über die Inselgruppe von Ugliano und Isola Lunga nach Brazza und Lesina verfolgen zu können.

An der Ostküste von Istrien treten zwischen den Ausläufern der breiten, in sich selbst mehrfach gefalteten Eocänmulde von Pisino Aufbruchswellen von Kreidekalk (Monte Goly, Antiklinale im O von Albona) zu Tage. In dieser Region sind die Grenzschichten zwischen Eocän und Kreide — Staches Liburnische Stufe — durch das Vorkommen abbauwürdiger Kohlenflötze (Carpano) ausgezeichnet. Auch in dem nordwestlichen Abschnitt der Mulde von Pisino tritt in dem Rücken von Buje eine niedrige, WNW streichende Aufbruchszone von Kreidekalken hervor, die an dem Cap Salvore, dem westlichsten Vorsprung der Halbinsel Istrien endet.

---

[1]) F. Kossmat. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 78—84.

[2]) G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, 1867, S. 243—290; vergl. auch J. Lorenz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, X, 1859, S. 332—345.

[3]) G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 70.

[4]) V. Radimsky. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXX, 1880, S. 110—114.

[5]) V. Radimsky. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 95 u. 181. Auf Pago sind auch lignitführende Süßwasserbildungen der Congerienstufe nachgewiesen.

Die dritte Kreidestufe bildet das flach gewölbte südistrische Karstland, das den ganzen Südwesten der Halbinsel einnimmt, dessen Name „Istria rossa“ sich von der weit verbreiteten, eisenhaltigen Lehmdecke der Terra rossa herleitet. Diese Stufe ist die niedrigste. Während die Hochkarststufe des Tarnowaner Waldes absolute Höhen von 1500—1800 *m*, die Stufe des Triestiner Karstes und Tschitschenbodens solche von 1000—1400 *m* aufweist, erreicht die aufgebrochene Wölbungszone des istrianischen Karstlandes in dem mittleren Hauptstücke zwischen Quieto und Arsa nur noch Höhen von 300—450 *m*.

Die Fortsetzung der dritten, istrianischen Kreidekarststufe liegt allenthalben beinahe vollständig unter dem Spiegel des Adriatischen Meeres. Als Äquivalente dieser Stufe betrachtet STACHE nur die Inseln Sansego, Lissa, Curzola, Meleda, Lagosta und Pelagosa. Alle hier aufgezählten Inseln sind Reste eines Festlandes, das vielleicht erst während der Pleistocänzeit durch Einbrüche unter den Meeresspiegel versenkt wurde. MARCHESETTI[1]) und STACHE haben zahlreiche Beweise für das junge Alter des Einbruches der Adriatis beigebracht. Auf dem istrianischen Kreidekarst sind über der Lehmdecke der Terra rossa Sandablagerungen sehr verbreitet. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 5—8 *m* und steigen bis zu Höhen von 100 *m* aufwärts. Man kann in diesen Sandablagerungen Reste von Alluvialabsätzen im Gebiete der alten Flußmündungen des Quartärlandes und Anhäufungen von Flugsand unterscheiden, die auf ein trockenes Klima schließen lassen.[2]) Auf der kleinen Insel Sansego entdeckte MARCHESETTI unter den zum Teile äolischen Sanden eine verhärtete Lage mit Schalen von recenten Landschnecken. STACHE betont ausdrücklich, daß die Sanddünen der Isonzomündungen den nächstliegenden Vergleich für die Sandbildungen von Sansego bilden. Es sind ferner auf vielen, dalmatinischen Inseln Knochenbreccien von pliocänen und diluvialen Pflanzenfressern bekannt geworden, einer Fauna, wie sie nur auf einem ausgedehnten Festlandsgebiete zur Entwicklung gelangen konnte.[3]) Das merkwürdigste dieser Vorkommen von Knochenbreccien ist jenes auf dem während der Flutzeit vom Meere bedeckten Felsriffe Silo bei Canidole. Besonders auffallende Marken des abgesunkenen Meeresbodens sind nach STACHE Scoglio Pomo, Scoglio Andrea, die Gruppe von Pelagosa, Pianosa und die Tremitiinseln. Auf Pelagosa ist ein isoliertes Vorkommen von marinem Pliocän in der Facies von Lithothamnienkalken bekannt.[4]) Der breccienartige Charakter der Lithothamnienkalke

[1]) C. MARCHESETTI. Boll. soc. scienze nat. Trieste 1876, II, S. 283 u. 1882, VII, fasc. 1, S. 289.

[2]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 255.

[3]) M. NEUMAYR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 61; J. WOLDŘICH. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 32. Bd., 1882, S. 454.

[4]) G. STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 123 u. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIII, 1. Heft, S. 79. ferner R. BURTON. Journ. Geogr. Soc. London 1879, S. 184, M. GROLLER VON MILDENSEE. Jahrb. d. Ungar. geolog. Anst. 1885, VII, S. 135—152; CORTESE E CANAVARI, Boll. Com. geolog. d'Italia 1884, XV, S. 289—304.

deutet die Nähe einer Küste an, „also das südliche Hinabreichen des dalmatinischen Festlandgebietes der jüngsten] Neogenzeit.“ Über dieser marinen Strandbildung folgen Kalktuffe mit Landschnecken, deren Ablagerung auf eine Ausdehnung des Adriafestlandes während der Pleistocänzeit hinweist.

Auch die zoogeographischen Verhältnisse der Gegenwart, die Übereinstimmung der Landschneckenfauna des Monte Gargano in Apulien mit jener von Dalmatien, das Vorkommen des Schakals auf mehreren dalmatinischen Inseln werden als Argumente für die Existenz eines Adriafestlandes während der Quartärzeit geltend gemacht, dessen Einbruch jünger sein soll als die Ausbreitung der pleistocänen Sande von Südistrien über Sansego bis Lissa und Curzola. Dagegen sind die Untersuchungen der Tremitiinseln und von Pianosa durch Tellini[1]) der Annahme eines so jungen Festlandsgebietes an Stelle der heutigen Adria minder günstig. Tellini, der auf den genannten Inseln marines Miocän und Pliocän nachwies, ist wohl geneigt, für die Miocänzeit eine Landverbindung zwischen Dalmatien und dem Monte Gargano quer über die Adria zuzugeben, glaubt aber den Einbruch dieser Landbrücke bereits in die Pliocänzeit verlegen zu müssen. Eine Erweiterung des Adriameeres auf den gegenwärtigen Umfang mag allerdings erst während der Pleistocänzeit stattgefunden haben.

Gegen NW tauchen die Faltenzüge des küstenländischen Karstgebietes teils unter die Venetianische Tiefebene hinab, teils verschmelzen sie mit dem Kreide- und Eocängebirge der Venetianischen Faltungszone zu einer tektonischen Einheit. Die Flyschmulde von Triest endet an der adriatischen Küste bei Duino, die Kreideregion des Triestiner Karstes zwischen Gradisca und Monfalcone. Ihre Fortsetzung liegt unter den Alluvien des Isonzo begraben. Die Flyschmulde von Görz erweitert sich auf dem rechten Ufer des Isonzo sehr beträchtlich und reicht über Cividale bis in die Gegend von Tarcento. Das ganze Tal des Isonzo ist von Canale aufwärts bis zu der großen Bruchlinie, die den Südrand der Julischen Alpen bezeichnet, in Mergelschiefer und Caprotinenkalke der unteren Kreide eingeschnitten. Aus diesen cretacischen Bildungen taucht im Monte Matajur (1643 *m*) als Fortsetzung der Hochkarststufe des Tarnowaner Waldes ein Zug von Dachsteinkalken auf.[2]) Das Profil des Monte Matajur ist von Mariani[3]) näher untersucht worden. Eocäne Schichten reichen bis zur Höhe von 1640 *m*. An ihrer Basis liegt echte Scaglia. Unter dieser folgen Schichten mit Inoceramen und Blattresten, die dem Senon entsprechen, und Hippuritenkalke des Turon. In der Gruppe des Monte Bernadia, die der tektonischen Fortsetzung des Matajur angehört, hat O. Marinelli[4]) innerhalb der ein-

[1]) Tellini. Boll. Com. geolog. d'Italia 1890, XXI. S. 442—514.

[2]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, IX, S. 331.

[3]) E. Mariani. Ann. R. Ist. Tecnico A. Zannon. Udine, ser. II, anno X, 1892, S. 5—45.

[4]) O. Marinelli. Atti R. Ist. Veneto di scienze etc. VIII ser. VII, 1896—97, S. 1027—1045 und „Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli“, Firenze 1902.

förmigen Kalkmasse, die zumeist die Kreide repräsentiert, auch Tithon nachgewiesen, während hier die rote Scaglia an der Grenze der Kreide und des Eocäns fehlt.

Der tektonische Zusammenhang des Matajurzuges mit der Venetianischen Kreide- und Eocänzone im W des Tagliamento ist durch Marinellis Detailaufnahmen in der Umgebung von Tarcento außer Zweifel gestellt worden. Entlang dem Südabhange des Monte Quarnau, Ciampon und Monte Maggiore laufen zwei sehr auffallende Überschiebungsbrüche durch, die das Trias- und Juragebirge im N mit dem Eocänzuge in Kontakt bringen, der von Gemona über Bergogna gegen Caporetto streicht. Diese beiden Überschiebungsbrüche stellen die Verbindung zwischen der Frattura periadriatica Taramellis und der Isonzolinie Sturs her. Im S dieser Überschiebungszone sind die Kreide- und Eocänbildungen in kurze Falten oder regelmäßige Ellipsoiden (Monte Bernadia) gestaut, die somit der großen periadriatischen Hauptstörungslinie (Bellunolinie — Frattura periadriatica — Isonzolinie) gegenüber genau dieselbe tektonische Position einnehmen, wie die Venetianische Faltungszone auf dem rechten Ufer des Tagliamento. Das Streichen dieser Züge ist in der Umgebung von Tarcento W—O gerichtet und lenkt in der Nähe des Isonzo allmählich in ein südöstliches ein. Es findet also ein vollständiges Umschwenken der innersten Zone des küstenländischen Karstgebietes aus der dinarischen Richtung in jene der Venetianischen Faltungszone statt. Die erstere wird durch den allmählichen Übergang in die Außenzone der Südalpen ein integrierender Bestandteil der Südalpen selbst und stellt sich als mit den letzteren ebenso innig verbunden dar, wie der Bregenzer Wald und die nordalpine Flyschzone mit den Kalkalpen der Nordostschweiz.

Man würde jedoch, glaube ich, über den wahren Sachverhalt hinausgehen, wenn man mit Suess[1]) die gesamte Südliche Kalkzone von den Ostalpen abtrennen und als ein Stück des Dinarischen Faltensystems, als ein Glied der „Dinariden" ansehen wollte. Der Hauptstamm der Südlichen Kalkzone besitzt ein ganz selbständiges, von dem dinarischen unabhängiges Streichen. Es lenken vielmehr die dinarischen Falten in die alpine Streichrichtung dort ein, wo sie sich entlang der Isonzolinie mit dem Hauptstamme der Südalpen berühren. Ein wirklicher Zusammenhang mit „Dinariden" ist nur für die Venetianische Voralpenzone im S der Frattura periadriatica Taramellis erwiesen. Auch in Bezug auf die Entwicklung der Sedimente zeigt die dinarische Region keineswegs eine so weitgehende Übereinstimmung mit den Südalpen, wie sie von Suess vorausgesetzt wird. Man kann daher wohl sagen, daß die Dinarischen Falten aus den Südalpen hervorgehen, daß sie einen von den letzteren abgelösten und selbständig gewordenen Zweig darstellen, nicht aber, daß die Südliche Kalkzone in ihrer Gesamtheit zu den „Dinariden" gehöre.

[1]) E. Suess, „Das Antlitz der Erde". III, Abschnitt VIII.

Die tektonischen Leitlinien des krainisch-istrischen Karstgebietes lassen sich — wenigstens zum Teile — einerseits nach W in das Gebiet der Venetianischen Faltungszone, anderseits nach SO in die Dinarischen Faltungszonen Dalmatiens verfolgen. Der Hochkarststufe entspricht hier der Zug des Monte Dinara mit der Hauptwasserscheide bis zur Narenta. Aus den Kreidekalken dieser Stufe treten im Svilajagebirge ältere Bildungen bis zu den Werfener Schichten hervor. Bei Muč befindet sich ein durch seinen Reichtum an Petrefakten berühmter Aufschluß innerhalb der letzteren. Eine der Rekamulde analoge tektonische Position nimmt in Dalmatien die weite, große Längsmulde von Dernis mit dem Monte Promina ein, während die Karstvorlage von Zara und Sebenico von STACHE als das tektonische Äquivalent der faltenreichen Mittelstufe des Tschitschenbodens betrachtet wird.

Unsere Kenntnis des Baues von Dalmatien beruht in erster Linie auf der älteren Übersichtsaufnahme von F. v. HAUER[1]) und G. STACHE. Doch liegen für den zu beiden Seiten des Kerkaflusses gelegenen Abschnitt von Norddalmatien auch bereits die Ergebnisse sehr sorgfältiger Detailaufnahmen durch F. v. KERNER, für den südlichsten Teil Dalmatiens solcher durch G. v. BUKOWSKI vor. Es soll versucht werden, an der Hand der Darstellungen der beiden zuletzt genannten Beobachter ein Bild der Struktur des dalmatinischen Faltengebirges zu gewinnen.

Wir betrachten zunächst das Profil des Kerkatales.[2]) In geologischer Beziehung ist eine Scheidung des Kerkalaufes in drei Abschnitte gerechtfertigt. Der Oberlauf dieses größten dalmatinischen Küstenflusses kommt in der cretacischen Rudistenkalkmasse des Dinarazuges zur Entwicklung. Die Kerka durchströmt hier ein wüstes Felsental, das stellenweise bis in das Liegende der Kreidekalke — Tithon mit *Perisphinctes transitorius*,[3]) Werfener Schiefer und Triasdolomit — hinabreicht. Die triadische Aufbruchszone erstreckt sich von Knin durch die bewaldete Hügellandschaft des Kosovo Polje. Die Werfener Schiefer bilden eine dem Gedeihen der Pflanzenwelt günstige Verwitterungsschicht. Mulden mit saftigen Wiesen, grünen Buchenhainen und oberirdisch abfließenden Bächen liegen an solchen Stellen gleich Oasen inmitten der Felswüsten des Kreidekarstes.

Der mittlere Abschnitt des Kerkalaufes ist eine viel gewundene, cañonartige Schlucht in den synklinal gelagerten Eocänschichten der Mulde von Dernis. Die Entwicklung des Eocäns in Norddalmatien zeigt von jener in dem krainisch-istrischen Karstgebiete insoferne eine bemerkenswerte Abweichung, als auf die marinen Foraminiferenkalke eine Ablagerung von küstennahen und während des Obereocäns von Süßwasserbildungen folgt. Zur Zeit des Parisien fand in Norddalmatien ein vollständiger Rückzug des

[1]) F. v. HAUER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1868, XVIII, S. 431—454.

[2]) F. v. KERNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 75, 231 u. 406, 1895, S. 258 u. 413, 1896, S. 278 u. 426, 1897, S. 176.

[3]) Über die Vertretung der Juraformation im Svilaja-Gebirge und auf der Insel Lesina vergl. G. STACHE. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIII. Bd., 1. Heft, S. 28—31.

Meeres statt und die Umgebung von Dernis wurde das Mündungsgebiet großer Flüsse, die mächtige Massen von Conglomeraten ablagerten. Die mergeligen, durch Lignitführung ausgezeichneten und durch Conglomeratbänke gegliederten Gesteine des Monte Promina (1148 *m*) sind der Hauptrepräsentant dieser Entwicklung des dalmatinischen Obereocäns. Zwischen die untereocänen Foraminiferenkalke und die cretacischen Rudistenkalke schalten sich auch hier die Süßwasserbildungen der Liburnischen Stufe ein.

In der Mulde der Prominaschichten von Dernis sind vier untergeordnete NW—SO streichende Gewölbefalten erkennbar. Von den fünf Wasserfällen, die die Kerka in ihrem Mittellaufe bildet, liegen vier nahe dem

Fig. 25. Cañon der Kerka zwischen dem vierten und fünften Kerkafalle bei Kistanje. (Nach einer Photographie von Dr. F. v. Kerner.)

Eintritt, der fünfte nahe dem Austritt des Flusses aus der Synklinale der Prominaschichten.[1])

Die diskordante Auflagerung der Prominaconglomerate auf Kreidekalk in der Umgebung des Kosovo Polje lehrt, daß die Gebirgsunterlage schon zur Zeit der Ablagerung der ersteren von faltenden Bewegungen betroffen wurde. Das Maximum ihrer Intensität erreichten die Faltungen jedoch erst nach dem Absatze der Prominaschichten. Neogenbildungen jüngeren Alters, wie die pliocänen Süßwasserschichten von Miocić, zeigen sich von Störungen nicht mehr beeinflußt.[2])

[1]) F. v. Kerner. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. 1897, S. 811.

[2]) Über die Lagerungsverhältnisse der Prominaschichten vergl. auch Schubert. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 177 u. 234.

Nach ihrem Austritt aus der synklinalen Region der Prominaschichten durchfließt die Kerka das aus mehreren, zum Teil sehr steil gestellten oder gegen die Adria überschobenen Parallelfalten aufgebaute Küstengebirge von Scardona und Sebenico. Talweitungen mit sanft geböschten Abhängen, die den ausgewaschenen Synklinalen der oberen Nummulitenmergel entsprechen, wechseln auf dieser Strecke mit steilwandigen Engen, in denen der Fluß durch die Antiklinalen der harten Alveolinen- und Rudistenkalke sich Bahn bricht. Die litorale Faltenzone des Kerkaunterlaufes ist in vier Faltenzüge zusammengepreßt. Die Küstenzone ist durch das Auftreten von longitudinalen Senkungsbrüchen charakterisiert. Der Verlauf der heutigen Küste selbst folgt zum Teile solchen Bruchlinien.

Fig. 26. Kartenskizze der Deckscholle von Traù.
(Mitgeteilt von F. v. Kerner.)
(Vergl. die Profile Fig. 27.)

Die äußerste der Falten des Küstengebirges von Sebenico geht mit bogenförmiger Krümmung aus der normalen dinarischen Streichrichtung allmählich in eine W-O gerichtete über.[1] Dieses W-O-Streichen wird in der Küstenregion Mitteldalmatiens in der Gegend von Traù, Spalato und Almissa, aber auch auf den südlich vorliegenden Inseln, Brazza, Lesina und Curzola, das herrschende. Die auffallende Einschaltung jener Streichrichtung in das normale Streichen der Dinarischen Falten, die schon im Kartenbilde in der Konfiguration der Küste zum Ausdruck gelangt, entspricht gewissermaßen einer Virgation, dem Auseinandertreten eines Faltenbündels zwischen Spalato und der Halbinsel Sabioncello.

F. v. Kerner hat den geologischen Bau des Küstengebirges von Traù eingehend beschrieben.[2] Es besteht aus zwei, mit ihren Achsen gegen O geneigten und nach S überkippten Falten. Die nördliche Falte ist so stark auf die südliche hinaufgeschoben, daß es stellenweise zur Ausbildung von Deckschollen, weit aus der Überschiebungsstirn vorspringender Felssporne kommt, deren Liegendes aus den jüngsten Schichten der südlichen Falte besteht. Ein solcher, aus Kreidekalk bestehender Überschiebungszeuge bei

[1]) F. v. Kerner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 275—282.
[2]) F. v. Kerner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 236 u. 329—348.

dem Dorfe Baradić wird auf allen Seiten von dem Eocän des hangenden Flügels der überschobenen Südfalte unterlagert. In der Überschiebungsregion an der Grenze der beiden erwähnten Falten des Küstengebirges erreicht die Intensität des gegen die Adria gerichteten Gebirgsschubes ihr Maximum und nimmt weiter gegen S ab. Auf der Insel Bua tritt ein zwar steil gestellter, aber nur noch lokal gegen S überkippter Sattel zu Tage, dessen Westhälfte gegen die östliche verschoben und gesenkt ist.[1])

Der Charakter der norddalmatinischen Landschaften steht nicht nur in seinen großen Hauptzügen, sondern auch in den Details in voller Abhängigkeit von dem geologischen Bau des Landes.[2])

Das Gebirge des Kreidekalkes bietet zum überwiegenden Teil kahle, nur an wenigen Stellen mit dichtem Gestrüpp bewachsene steinige Flächen.

Fig. 27. Profile durch die Deckscholle von Traù.
(Mitgeteilt von F. v. Kerner.)
1 Rudistenkalk, 2 Cosinaschichten, 3 Miliolidenkalk, 4 Alveolinenkalk, 5 Hauptnummulitenkalk, 6 Knollenmergel.

Nur die dolomitischen Kreideterrains sind zumeist mit mageren Grasdecken und spärlichem Waldwuchs überzogen. Durch das Auftreten härterer Gesteinslinsen in den Kalkbänken entsteht häufig ein turm- oder festungsähnliches Ruinenrelief. Wo der Typus der Plattenkalke vorherrscht, erscheinen die meist sanft geböschten Anhöhen in bewunderungswürdiger Regelmäßigkeit treppenförmig gebaut. Nicht selten sind die Bänke des Kreidekalkes auf weite Strecken vollständig in polygonale Platten aufgelöst. Ein Seitenstück zu den Plattenfeldern der Kreidekalke bilden die Scherbenfelder in den eocänen Alveolinen- und Nummulitenkalken. Charakteristisch und von den Oberflächenformen der übrigen Karstgesteine ganz abweichend ist das Relief der obersten, weißen Rudistenkalke. „Es stellt sich dasselbe als ein wüstes Gewirre von scharfen Graten, Kämmen, Pfählen und Zacken dar, welche

[1]) F. v. Kerner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 298—317.

[2]) Vergl. insbesondere F. v. Kerner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1894, S. 406.

durch höchst mannigfach gestaltete und vielfach verzweigte Rinnen, Furchen und Löcher von einander getrennt sind. Die verschiedenen Felskämme und Pfähle sind alle von fast gleicher Höhe und die dazwischenliegenden Rinnen selten mehr als einen halben Meter tief, so daß die Rudistenterrains trotz ihrer großen Unebenheit im Kleinen, in ihrer Gesamtheit betrachtet, doch beinahe eben erscheinen." Dagegen ist das Relief der Promina-Conglomerate durch plumpe, wulstförmige Felsbildungen charakterisiert. Das Ergebnis der Verwitterung ist die Auflösung in abgerundete Wülste und Kuppen, die durch ein System von tiefen Felsgruben von einander getrennt sind. Sie bilden überdies ein für die Entwicklung der Karsterscheinungen sehr günstiges, an Grotten und Dolinen reiches Material. Die westlich vom Mittellaufe der Kerka gelegene Landschaft Lašekovica kann geradezu als typisches Beispiel eines blattersteppigen, von zahllosen, schüsselförmigen Dolinen durchsetzten Karstreliefs gelten. Im Gegensatze zu den Conglomeraten geben die Mergel der Prominaschichten zu einer reicheren Entwicklung der Vegetation Veranlassung, als man sie in den trostlosen Steinwüsten des Kreidekalkes findet.

Innerhalb der Dinarischen Faltenzüge von Nord- und Mitteldalmatien liegen einzelne von Längs- und Querbrüchen umgrenzte Becken, die von neogenen Süßwasserschichten erfüllt sind und Einbruchsfelder darstellen. Eines der auffallendsten dieser Tertiärbecken ist jenes von Sinj, das am 2. Juli 1898 von einem heftigen Erdbeben betroffen wurde.[1])

Der Bau der der dalmatinischen Küste südlich von Spalato vorliegenden Inseln wie Solta, Bua, Brazza und Lesina ist viel einfacher als jener des Küstengebirges. Auf Lesina kommen wohl Überkippungen aber nirgends Überschiebungen in solchem Maßstabe wie in der Umgebung von Traù vor.[2])

Die Struktur von **Süddalmatien** ist durch das Herantreten älterer mesozoischer Schichtglieder bis an die Küste des Adriatischen Meeres ausgezeichnet. Schon in der Umrandung der Bocche di Cattaro reichen Hornsteinkalke der oberen Trias bis zum Meere heran. Auch ist hier unter den cretacischen Rudistenkalken Lias und wahrscheinlich auch das Tithon repräsentiert. Immerhin sind es hier noch die Kreidekalke, die die gewaltigen Wände im Hintergrunde des Fjords aufbauen. Südlich von Budua, in den Gebieten von Castel Lastua und Spizza hingegen besteht auch der hohe Grenzwall gegen Montenegro zum weitaus überwiegenden Teile aus triadischen Gesteinen. G. v. Bukowski[3]) hat diesen Küstenstrich in den letzten Jahren einer sorgfältigen Detailaufnahme unterzogen und über die Schichtfolge des Triassystems und die komplizierte Struktur des Küstengebirges interessante Mitteilungen veröffentlicht.

---

[1]) F. v. Kerner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, L. Bd., 1900, S. 1—28.

[2]) G. Stache. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, XIII. Bd., 1. Heft, S. 130.

[3]) G. v. Bukowski. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 120, 1895, S. 133 u. 319, 1896, S. 95, 325 u. 379, 1900, S. 68. Über die Entdeckung von marinem Carbon vergl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 176.

Fig. 28. Profil durch das Triasgebirge von Budua.

(Mitgeteilt von Dr. G. v. Bukowski.)

OC = Obercarbonische Ablagerungen, *UW* = Untere Werfener (Seisser-) Schichten, *Ms* = Sandig-mergelige Facies des Muschelkalkes, *Mk* = Kalkfacies des Muschelkalkes, *Mc* = Conglomerate des Muschelkalkes in mächtigerer Entwicklung, *Dz* = Daurmanischichten (Wengener und Äquivalente der Cassianer Schichten), *GH* = Graue Hallstätter Kalke (Unteres Glied der oberen Trias), *RH* = Rote Hallstätter Kalke (Unteres Glied der oberen Trias), *Ht* = Hauptdolomit (Korallenriffkalk und Dolomit), *OK* = Obercretacische Kalke, *F* = Obereocäner Flysch, *S* = Gehängeschutt und Flußschotter (diluvial und alluvial) nebst Terra rossa, *N* = Noritporphyrit.

α = Ursprüngliche Transgressionsgrenzen auf erodierter Unterlage. *I* = Überschiebungslinien, *II* = Aufpressungsbrüche.

Die triadische Schichtfolge zeigt neben Beziehungen zu jener in der Südlichen Kalkzone vielfach Anklänge an die Entwicklung der Trias in Calabrien und Sizilien. Über den Werfener Schiefern folgt als Vertretung der anisischen Stufe der Muschelkalk von Braič, der in ein tieferes, mehr sandig ausgebildetes und durch Bivalven charakterisiertes und in ein höheres, kalkiges oder mergeliges Niveau mit einer reichen Cephalopodenfauna der Zone des *Ceratites trinodosus* zerfällt. Das nächst jüngere Schichtglied sind Diploporenkalke und Dolomite, die von mächtigen Eruptivmassen, Noritporphyriten und deren Tuffen überlagert werden. Die hangenden Tuffe und Tuffsandsteine der Dzurmanischichten haben sich als ein Äquivalent der Wengener und Cassianer Schichten erwiesen. Wie in Südtirol ist auch hier den Haupteruptionen der Wengener Zeit der Absatz gewaltiger Massen von Riffkalken und Dolomiten vorausgegangen.

Konkordant über den Dzurmanischichten folgen obertriadische Kalke, welche die Vertretung der oberen karnischen und der norischen (juvavischen) Stufe umfassen. Das tiefere Stockwerk dieser Kalkmasse ist in Hallstätter Facies mit Cephalopodenbänken der Aonoideszone, das höhere in der Facies ungeschichteter Korallriffkalke mit Amphiclinodonten und Halorellen entwickelt.

Das nächst jüngere Schichtglied — oolithische Kalke, die über verschiedene Glieder der Trias transgredierend übergreifen — gehört wahrscheinlich der Kreide an. Cretacische Rudistenkalke sind in der Umrandung des innersten Golfes von Cattaro in großer Mächtigkeit, sonst vielfach mit triadischen Bildungen zusammengefaltet getroffen worden.

Dem Verlauf der Küste entspricht das NW—SO gerichtete Schichtstreichen. Sämtliche Schichtglieder fallen gegen das Gebirge nach NO ein. Die Triasbildungen zeigen im allgemeinen ein erheblich steileres Einfallen als die jüngeren Sedimente. Das ganze Terrain wird von zahlreichen Längsbrüchen zerschnitten, an denen die einzelnen Schollen dachziegelartig übereinander geschoben sind. Eine durch SW gerichtete, Überschiebungen bewirkte Schuppenstruktur ist der tektonische Grundzug in dem Gebirgsbau von Süddalmatien. In der Region südlich von Budua folgen von der Küste landeinwärts vier Streifen von Triasgesteinen, von denen der erste und dritte aus den hornsteinführenden, harten Hallstätter Kalken, der zweite und vierte aus den Mergelschiefern und Sandsteinbänken des Muschelkalkes bestehen. Der äußere Streifen der Hallstätter Kalke bildet malerische Felsenkaps mit steil abbrechenden Wänden. Wo er von der Brandung durchbrochen wurde, dort hat sich das Meer in die mergeligen Sedimente der zweiten Gesteinszone eingenagt und bildet in dieser größere und kleinere Buchten von bogenförmigem Umriß mit flachen, sandigen Ufern, auf denen sich die Wellen der Adria überstürzen.

VII. Abschnitt.

Geologische Geschichte der Ostalpen.

Anzeichen von Meeresbedeckung während der Silur- und Devonzeit. — Abwesenheit der Spuren einer caledonischen Faltung. — Obercarbonische Transgression. — Variscische Faltungsphase. — Permische Transgressionen. — Das alpine Triasmeer. — Lückenhaftigkeit der ostalpinen Jurabildungen. — Maximum der hydrokratischen Bewegung zur Zeit des oberen Jura. — Cretacische Faltungsphase. — Obercretacische Transgression. — Eocäne Transgression. — Oligocäne und miocäne Faltungsphase. — Zonares Wandern der Faltungen. — Verschiedenes Verhalten der jüngeren Tertiärbildungen gegenüber den Faltungen in einzelnen Teilen der Ostalpen. — Stellung des Bachergebirges. — Quartärperiode. — Einbruch des Adriafestlandes. — Abwesenheit von Anzeichen faltender Bewegungen während der Pleistocänzeit. — Unterbrochene Gebirgsfaltung. — Vulkanische Vorgänge in den Südalpen.

Das Aussichtsbild eines Hügels oder Campanile innerhalb der Poebene wird beherrscht durch einen mächtigen Gebirgswall, der nur gegen Osten offen ist, aber sonst das Tiefland von Piemont auf drei Seiten umgürtet. Der Eindruck dieses Walles der Alpen ist der eines einheitlichen Systems von Bergen, das seine Erhebung einer gemeinsamen Ursache verdankt. Den gleichen Eindruck ruft der Anblick einer geologischen Übersichtskarte der Alpen hervor. Auch das Kartenbild erweckt die Vorstellung, daß die verschiedenen Ketten, die die Poebene umspannen und vom Golf von Genua sich ostwärts bis zum Pannonischen Tieflande erstrecken, ein einheitliches Gebirge darstellen, dessen Glieder durch die Einwirkung derselben Kraft aufgerichtet und zu einem Gebirge zusammengeschweißt wurden.

Die Fragen, die bei dem Studium des geologischen Baues der Alpen sich ergeben, sind zweifacher Art. Die eine Reihe von Fragen bezieht sich auf die Entstehung und Entwicklung der Alpen als Gebirge, die andere auf die Geschichte der Sedimente, welche jenes Gebirge zusammensetzen. Die Behandlung dieser beiden Fragen läßt sich jedoch nicht leicht trennen, weil die Wirkungen gebirgsbildender tektonischer Bewegungen naturgemäß in der Geschichte der innerhalb der Gebirge zum Absatz gelangten Sedimente sich wiederspiegeln. Es wird daher auch der vorliegende Abschnitt solche tektonische Fragen streifen müssen, die mit der geologischen Geschichte der Ostalpen in Zusammenhang stehen.

In der nachfolgenden Darstellung soll der Versuch gemacht werden, die geologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen in ihren Hauptzügen zu verfolgen. Das Kapitel „Die paläogeographischen Verhältnisse der Alpen“ in dem Werke von E. v. Mojsisovics „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“ konnte dabei als Vorbild dienen. Das darin entworfene Bild der genetischen Verschiedenheit der West- und Ostalpen, deren einheitlichem tektonischen Charakter keineswegs eine einheitliche geologische Ver-

gangenheit entspricht, wird auch heute noch fast in allen wesentlichen Punkten den Tatsachen gerecht.

Für eine Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse der Ostalpen während der älteren Epochen der paläozoischen Ära liegen nur sehr dürftige Anhaltspunkte vor. Eine genauere Vergleichung der archaischen Bildungen der Alpen mit solchen der außeralpinen Territorien ist bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse noch vollständig ausgeschlossen. Mit einiger Wahrscheinlichkeit läßt sich allerdings sagen, daß so alte Felsarten, wie etwa die Bittescher Gneise des böhmischen Massivs in den Ostalpen überhaupt nicht zu Tage treten dürften.

Eine Vertretung cambrischer Schichten darf wohl in der kristallinischen Schieferreihe der Zentralzone vermutet werden, doch ist bis heute noch nirgends in den Ostalpen ein cambrisches Fossil aufgefunden worden. Die ältesten bisher in den Ostalpen bekannten Sedimente der versteinerungsführenden Schichtserie sind die untersilurischen Tonschiefer (Mauthener Schichten) der Karnischen Hauptkette. Erst den obersilurischen und devonischen Ablagerungen kommt eine größere Verbreitung zu. Das Hauptverbreitungsgebiet derselben befindet sich in dem östlichsten Teile der Zentralalpen und in zwei die letzteren im N und S begleitenden, schmalen Zonen (Nördliche Grauwackenzone der älteren Literatur und Drauzug). Nach W reichen sichere, durch Fossilien als solche gekennzeichnete Ablagerungen des älteren Paläozoicums nicht über Leogang in Salzburg und über das Toblacher Feld im Pustertale hinaus. Doch ist es nicht möglich, die westliche Grenze der altpaläozoischen Bildungen festzustellen, da die letzteren dort, wo sie in der von Stache als „epikristallinisch" bezeichneten Facies ausgebildet sind, von den echten Phylliten nicht getrennt werden können. Seit durch die Fossilfunde von Toula und Rolle der Nachweis einer Vertretung des älteren Paläozoicums in den Kalkphylliten der Murauer Mulde erbracht worden ist, darf die Möglichkeit, daß auch ein großer Teil der Kalkphyllite der Hohen Tauern der Silur- oder Devonformation zufällt, nicht mehr von der Hand gewiesen werden. Immerhin wird man aus der gänzlichen Abwesenheit altpaläozoischer Meeresbildungen in den Westalpen und in der westlichen Hälfte der Ostalpen, wo den Kalkphylliten der Tauern vergleichbare Gesteine fehlen, schließen müssen, daß die Hauptmasse der Alpen während der Silur- und Devonzeit als ein Festland aus dem Meere aufragte, das aus dem Gebiete des heutigen Mittelmeeres über Sardinien bis nach Mitteldeutschland reichte.

An die obersilurischen Kalke schließen sich in den Ostalpen wie in Böhmen lückenlos Bildungen der hohen See. Wo Silur- und Devonablagerungen in fossilführender Ausbildung entwickelt sind (Drauzug), gehen sie ohne scharfe Grenze ineinander über. In den Ostalpen fehlt jedes Anzeichen einer der Ablagerung devonischer Sedimente vorausgegangenen Gebirgsbildung, die man mit den caledonischen Faltungen Nordeuropas vergleichen könnte.

Auffallend beschränkt sind die Spuren untercarbonischer Meeresbildungen. Mit Bestimmtheit sind solche bisher nur in den Nötscher Schichten des Drauzuges und im Kulpagebiete nachgewiesen. Die Annahme einer Vertretung des Culm in der Karnischen Hauptkette ist nach den Untersuchungen von TARAMELLI und GEYER nicht mehr aufrecht zu erhalten. Gegen die auf unzureichende paläontologische Beweise gestützte Zuweisung der fossilführenden Schiefer des Veitschgrabens in Obersteiermark zum Untercarbon sprechen gewichtige Gründe stratigraphischer Natur.

Während der Zeit des Mittelcarbon unterlag die Region, welche heute die Ostalpen einnehmen, einer großen und allgemeinen Faltung. Anzeichen dieser Faltung, die zeitlich mit der Aufrichtung der variscischen Gebirge in Mitteleuropa zusammenfällt, sind an vielen Stellen innerhalb der Zentralzone, in deren Grenzgebiet gegen die Südlichen Kalkalpen, am deutlichsten aber in der Karnischen Hauptkette des Drauzuges ausgeprägt. Es ist zu hoffen, daß man mit der Zeit durch das Studium des Verlaufes der ostalpinen Carbonzüge zu einer Rekonstruktion des variscischen Alpengebirges aus seinen Fragmenten gelangen wird.

Für die Ostalpen wie für große Teile Eurasiens überhaupt spielt die Zeit des mittleren und oberen Carbon die Rolle einer jener „kritischen Perioden“ im Sinne von LE CONTE, die durch weitreichende Änderungen im Aufbau der Erdoberfläche ausgezeichnet sind, ohne daß jedoch mit solchen zugleich Änderungen des Klimas und der organischen Welt Hand in Hand gehen.[1] Wie die Verbreitung des pflanzenführenden Obercarbon beweist, stellte der überwiegende Teil der ostalpinen Zentralzone während der jüngeren Carbonzeit eine über das Meeresniveau emporragende Bodenanschwellung dar. Nur im S machte sich im Gebiete des Drauzuges eine marine Transgression geltend, die in den Auernigschichten — einer Wechsellagerung mariner Fusulinenkalke mit pflanzenführenden Sandsteinen und Quarzconglomeraten — die Spuren oftmaliger untergeordneter Oscillationen mit positivem Übergewicht verrät. Die scharfe Diskordanz, mit der man an so vielen Stellen die obercarbonischen beziehungsweise permischen und triadischen Sedimente den steil gestellten Schichten des Grundgebirges aufliegen sieht, gibt einen Maßstab für die Intensität der variscischen Faltung. Die Abtragung des variscischen Gebirges in den Ostalpen hat das Material für die gewaltigen Anhäufungen von Breccien, Conglomeraten und Sandsteinen während der oberkarbonischen und permischen Epoche geliefert. Das am stärksten gefaltete Zentrum der variscischen Ostalpen vermutet FRECH im Gebiete der Karnischen Hauptkette und in der Unterlage des triadischen Hochlandes von Südosttirol.

Innerhalb der permischen Schichtreihe ist in den Ostalpen eine Transgressionslücke durch das Übergreifen des Verrucano und Grödener

[1] Nur mit der letzteren Einschränkung der Definition LE CONTES ist die Bezeichnung als kritische Periode für die obercarbonische Epoche in den Alpen anwendbar.

Sandsteins beziehungsweise der denselben entsprechenden Bildungen auf dem Nordabhange der Zentralzone über ältere Gesteine angedeutet. Das geringste Ausmaß erreicht diese Lücke in den Karnischen Alpen, wo sie auf die Zeit zwischen dem Absatz der permocarbonischen Fusulinenkalke (Trogkofelkalk) und der Uggowitzer Breccie beschränkt bleibt. Ob die Transgressionslücke im unteren Perm auch einer Dislokationsphase entspricht, läßt sich kaum mit voller Sicherheit entscheiden. Da in den nördlichen und südlichen Randgebieten der Zentralzone obercarbonische Ablagerungen nur in beschränkter Ausdehnung auftreten und in der ganzen Westhälfte der Ostalpen die Transgression erst mit permischen Schichten beginnt, so ist eine genaue Chronologie der Gebirgsbildung ausgeschlossen. Denn es ist selbstverständlich, daß der Zeitpunkt des Eintrittes einer tektonischen Diskordanz in einem Gebirge sich nur dort mit einiger Sicherheit bestimmen läßt, wo an der Basis der diskordant aufgelagerten Schichtreihe keine Lücke vorhanden ist. In den Karnischen Alpen, wo der permische Grödener Sandstein auch über die obercarbonischen Auernigschichten lokal übergreift, deuten Frechs Profile Brüche und Schichtenknickungen in den letzteren an, deren Entstehung der Überdeckung durch die Grödener Sandsteine vorausgegangen sein müßte.[1]) Daß posthume tektonische Bewegungen nach der variscischen Hauptfaltung in den Ostalpen während der älteren Permzeit stattgefunden haben, ist um so wahrscheinlicher, als auch in den variscischen Gebirgen Mitteleuropas vielfach Spuren einer permischen Faltungsphase nachweisbar sind. Es ist wichtig zu betonen, daß die Zeit des Mittelcarbon zwar eine Periode besonders auffallender Störungen in den Alpen war, daß aber die Vorgänge der Faltung sich während der jüngeren paläozoischen Ära keineswegs ausschließlich auf diese Phase beschränkt haben.

Die ältere Permzeit ist in den Ostalpen allenthalben eine Kontinentalepoche. Während derselben fand die Abtragung der variscischen Alpen und zugleich eine der gewaltigsten Masseneruptionen, jene des Quarzporphyrs von Bozen statt. Diese großen permischen Eruptionen waren gewissermaßen die Nachwehen der mittel- oder obercarbonischen Gebirgsbildung. Die Ablagerung terrestrischer Sandsteine reichte bis in die jüngere Permzeit, wie die Gleichstellung der Flora von Neumarkt mit jener des außeralpinen Ulmannien-Sandsteins beweist. Erst gegen den Schluß der permischen Epoche wird der Nord- und Südrand der Zentralzone wieder von einer marinen Transgression betroffen. Die eine dieser Transgressionen kam von W aus dem Gebiete der Nordschweiz. Durch sie wurde entlang der Arlberg- und Innfurche der Schwazer Kalk, das Äquivalent des ostschweizerischen Röthidolomits, niedergelegt. Die zweite Transgression ist

[1]) Gleichwohl wird man Suess beipflichten müssen, daß eine wesentliche tektonische Veränderung innerhalb der Zeiträume von der Zone des *Spirifer supramosquensis* bis zum Werfener Schiefer nicht wahrnehmbar sei.

jene eines südlichen Meeres, dessen Absätze uns in dem Bellerophonkalk der Südalpen vorliegen.

Die Transgression der Grödener Sandsteine hat eine von jener der Auernigschichten des Obercarbon wesentlich abweichende Bedeutung. Die Transgression der obercarbonischen Fusulinenkalke entspricht einer Erweiterung, die terrestrische Transgression der Grödener Sandsteine hingegen einer Regression des alpinen Meeres. Erst mit der Ablagerung der Bellerophonkalke beginnt jene neue Phase einer positiven Bewegung der Strandlinie, die mit vielfachen Oscillationen bis in die Zeit der mittleren Kreide fortdauerte. Die Herkunft der obercarbonischen und der oberpermischen Meerestransgression scheint eine einigermaßen verschiedene gewesen zu sein. Das Meer des karnischen Fusulinenkalkes drang von Osten, jenes des Bellerophonkalkes von Süden her in die Südalpen ein.[1])

Mit der Triasepoche beginnt in den Ostalpen eine positive Phase der Verschiebung der Strandlinie. In den Südalpen ist die Grenze zwischen Perm und Trias durch eine lückenlose Sedimentserie überbrückt, die wiederholt zu Diskussionen über die wahre Grenze zwischen beiden Formationen Veranlassung gegeben hat. Die Trias beginnt fast überall mit sandigen und schieferigen Bildungen, die auf eine Ablagerung an flach abfallenden Küstenstrichen von geringer Meerestiefe hinweisen. Darüber stellen sich dann kalkige Sedimente von pelagischem Charakter ein. Diese nehmen an der Zusammensetzung der beiden ostalpinen Kalkzonen den hervorragendsten Anteil. Doch widerspricht, wie E. v. Mojsisovics betont, der wechselnde chorologische Charakter der Annahme eines tiefen Meeres.

Die triadischen Sedimente in den Ostalpen sind überwiegend marine Bildungen, denen gegenüber die Einschaltungen pflanzenführender Sandsteine und Schiefer eine untergeordnete Rolle spielen. Deutlich ausgeprägt, wenn auch nicht überall erkennbar, ist nur eine Phase der Rekurrenz zur Zeit der Raibler Schichten (julische Unterstufe). Gerade das Studium der Ablagerungen dieses Zeitabschnittes liefert Ergebnisse, die eine ziemlich befriedigende Rekonstruktion der Verteilung von Meer und Festland im Bereiche der Ostalpen und deren Umgebung gestatten.[2]) Im N des alpinen Triasmeeres, das einen integrierenden Bestandteil der Tethys bildete, lag ein Festland, das Böhmische Massiv, das durch einen in SW-Richtung sich erstreckenden Landrücken, den Vindelicischen Rücken Gümbels, mit den gleichfalls über den Meeresspiegel aufragenden äußeren Zonen der Westalpen verbunden war. In der ganzen westalpinen Region helvetischer Entwicklung sind triadische Sedimente nur als dolomitische, gips- und salzreiche Niederschläge abgetrennter Lagunen bekannt. Das Festland lieferte beträchtliche Mengen

[1]) E. Suess: „Das Antlitz der Erde", III. Bd., S. 439. Suess erkennt in dem Grödener Sandstein die Merkmale der Gobiserie, „einer kontinentalen Wüstenbildung mit abflußlosen Lachen".

[2]) S. v. Woehrmann, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 43. Bd., 1893, S. 617—768.

von klastischem Material. Die Lunzer Sandsteine mit ihrer reichen Flora und ihren Kohlenflötzen „sind die Zeugen von der unmittelbaren Nähe des Landes, wenn nicht von der sumpfigen Küste selbst". Der Vindelicische Rücken, der während der Muschelkalkperiode noch teilweise überflutet war und eine, wenn auch unvollständige Kommunikation des alpinen mit dem germanischen Triasbecken gestattete, stellte während der Raibler Zeit von Salzburg bis gegen Vaduz eine zusammenhängende Landbrücke dar, deren Rand die Sandsteinfacies der Carditaschichten mit ihren Resten von Landpflanzen und Insekten bezeichnet. Auch im S der Ostalpen dürfen wir im Gebiete der heutigen Poebene und der nördlichen Adria während der Triaszeit festes Land vermuten. Für die Existenz eines solchen sprechen die Einschaltungen von pflanzenführenden Schiefern in der Raibler Serie und die litorale Ausbildung untertriadischer und anisischer Schichten in der Umgebung von Recoaro. Während der großen Eruptionsepoche, die mit der Ablagerung der Wengener Schichten in Südtirol begann und bis zum Schlusse der ladinischen Periode anhielt, wurden auch einzelne über den Meeresspiegel aufragende Vulkane aufgebaut, die von einer Flora besiedelt waren, deren Reste uns in den Pflanzen der Wengener Tuffe erhalten sind.

Die Verschiedenheit in der Ausbildung der julischen Unterstufe in den Nord- und Südalpen legt die Annahme getrennter Bildungsräume für die triadischen Sedimente jenes Zeitabschnittes nahe. Im Drauzuge, wo beide Entwicklungen einander am nächsten — bis auf 3 ½ *km* Entfernung — rücken, ist die Verschiedenheit derselben besonders auffällig. Entgegen der Ansicht S. v. Woehrmanns scheint mir die Hypothese Tellers, daß der heute an parallelen Längsbrüchen tief eingesunkene Urgebirgsstreifen östlich von Sillian zur Raibler Zeit als trennender Wall zwischen den Ablagerungsräumen dieser Triasgebilde aufragte, die beste Erklärung jener Faciesverschiedenheit zu geben.

Einige Schwierigkeiten bietet die Beantwortung der Frage, ob die Zentralalpen von dem triadischen Meere überdeckt waren oder als Insel aus demselben emporragten. Über die Tatsache kann wohl kaum ein Zweifel obwalten, daß an einigen Stellen, z. B. im Gebiete der Münstertaler Alpen, des Brenner oder der Radstädter Tauern quer über die Zentralalpen eine offene Meeresverbindung zwischen dem Triasmeer der Nördlichen Kalkzone und jenem Meeresbecken bestand, in dem die faciell durchaus übereinstimmenden Triassedimente der Gailtaler Alpen und Nordkarawanken zum Absatz gelangten. Immerhin dürfte die Zentralzone bis zur julischen Zeit als ein Inselgebirge bestanden haben, wie sich aus der regelmäßigen Umkränzung desselben durch Strand- und Wallriffe ergibt. E. v. Mojsisovics hat gezeigt, daß sowohl die nördliche als die südliche Abdachung der Zentralzone von einer Zone triadischer Riffe begleitet waren, und Bittner hat die Angabe Sturs, daß die Lunz-Raibler Schichtserie in den österreichischen Nordalpen von N nach S allmählich aus einem litoralen in ein mehr pelagisches Sediment übergehe, durch die wertvolle Ergänzung berichtigt, das im S der

Riffzone, in der mergelig-schieferige Bildungen zumeist gänzlich fehlen, sich nochmals *Halobia rugosa*-Schiefer und Carditaschichten in großer Mächtigkeit einstellen. Hierin gibt sich offenbar der Einfluß der alpinen Zentralzone beziehungsweise des Uferrandes einer solchen zu erkennen. Anders liegen die Verhältnisse für die Zeit der Ablagerung des Hauptdolomits. Während derselben hat eine sehr erhebliche Transgression des Triasmeeres über die zentralalpine Insel stattgefunden. Die Hauptmasse der Triasschollen im Bereiche der kristallinischen Zentralzone gehört diesem Niveau an. Aus der Verbreitung dieser Schollen gewinnt man, wie E. v. Mojsisovics[1]) mit Recht hervorhebt, den Eindruck, daß die heutige Südgrenze der Kalkalpen in erster Linie von der Intensität der Denudation im Gebiete der Zentralkette südlich von den mesozoischen Schichtköpfen abhängig sei und daß überall, wo innerhalb der Zentralkette Grabenbrüche und größere Depressionen vorhanden sind, uns heute noch Reste des triadischen Deckgebirges vorliegen. Auch Löwl hat aus der Abwesenheit litoraler Spuren in den triadischen Sedimenten der Hohen Tauern den Schluß gezogen, daß man hier nicht nur eine Ingression, sondern eine wahre, das ganze kristallinische Grundgebirge überflutende Transgression des Triasmeeres anzunehmen habe.

Die Zeit der Ablagerung der Hauptdolomite und Dachsteinkalke ist durch die fast ausschließliche Entwicklung kalkiger, organogener Sedimente gekennzeichnet, die stellenweise eine sehr bedeutende Mächtigkeit — bis 1200 *m* — gewinnen. Mit dieser gewaltigen Anhäufung organogener Gesteine, insbesondere lichter, durch ihre regelmäßige Bankung charakterisierter Plattenkalke, die teils aus ursprünglich gewachsenen Kalkalgenbänken, teils aus Kalkalgendetritusbänken bestehen,[2]) vermochte das positive Ansteigen der Strandlinie beziehungsweise die Senkung des Meeresbodens zeitweilig nicht mehr Schritt zu halten. Suess[3]) schließt aus der Anwesenheit roter Scherben, die er als echte Terra rossa in den weißen Plattenkalken deutet, daß die Oberfläche einzelner Bänke des Plattenkalkes eine Zeitlang trocken gelegt und der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt war, ehe sie wieder überflutet wurde. So scheinen einzelne der großen Dachsteinkalkplateaus der Nordalpen auch zur Zeit des unteren Lias als flache Inseln über den Meeresspiegel aufgeragt zu haben und dann neuerdings unter den letzteren versenkt worden zu sein. Den eigentümlichen Lagerungsverhältnissen der Hirlatzschichten dürfte eine solche Annahme am ehesten gerecht werden.

[1]) E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 14. Gümbels Meinung, daß die kristallinische Zentralzone den Uferrand des triadischen Meeres gebildet habe, dessen Sedimente der Hauptmasse nach vor den älteren Gebirgsteilen liegen, ist heute wohl nicht mehr haltbar. E. v. Mojsisovics selbst hat sich noch im Jahre 1873 gegen die Hypothese ausgesprochen, daß die Zentralzone von einer zusammenhängenden Decke mesozoischer Meeresbildungen überspannt gewesen sei. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 23. Bd., S. 137.)

[2]) J. Walther. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1885, S. 229—357; A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt, S. 286—290.

[3]) E. Suess. „Das Antlitz der Erde", II. Bd., S. 336.

Während der Epoche des Lias sind wesentliche Änderungen in den paläogeographischen Verhältnissen des ostalpinen Gebietes nicht eingetreten. Die auf den nördlichen Außenrand der ober- und niederösterreichischen Kalkalpen beschränkte Strandfacies der Grestener Schichten verrät die Nähe des Böhmischen Festlandmassivs, während die Einschaltung der oberliasischen pflanzenführenden Schichten mit der Flora von Rozzo in die Seichtwasserbildungen der Grauen Kalke in den Tredici communi auf ein altes Festland im S der alpinen Region hinweist. Für das ostalpine Meer selbst müssen wir während der Liaszeit eine bedeutende Senkung des Untergrundes beziehungsweise ein entsprechendes Ansteigen der Strandlinie annehmen, da die Mehrzahl der Sedimente den Charakter tieferer Meeresablagerungen als jene der Triasepoche an sich trägt. Nach Wähner sind die am weitesten verbreiteten Facies der Algäuschichten, Adnether Schichten und Bunten Cephalopodenkalke durchwegs die Absätze beträchtlicher Tiefen in küstenfernen Regionen. Die Ablagerung dieser Sedimente entspricht nach ihm der Grenzregion zwischen dem Gebiete des Foraminiferenschlammes und des roten Tiefseetones.[1])

In den Südalpen tritt, wie E. v. Mojsisovics[2]) gezeigt hat, die merkwürdige Tatsache in Erscheinung, daß die Verbreitungsbezirke der einzelnen Facies des Lias nicht mit dem heutigen Verlaufe des Gebirges übereinstimmen, sondern zu der Achse desselben senkrecht stehen. Zur Zeit des oberen Jura erreichte die Strandlinie in ganz Mitteleuropa ihren höchsten Stand. Eine Reihe echter Tiefseebildungen, die auf Ablagerungen unter der 2500-Fadenlinie hinweisen, wie Radiolarienhornsteine und rote, tonreiche Kalke mit Cephalopodensteinkernen, liegt nach Neumayrs Ansicht aus dieser Epoche in den Ostalpen vor.[3]) Neumayr[4]) hat in überzeugender Weise die Argumente zusammengestellt, die für die Annahme sprechen, daß die positive Phase der Verschiebung der Strandlinie für das Alpengebiet im oberen Jura ihr Maximum erreicht habe, daß die ganzen Ostalpen während jener Zeit von einem tiefen Meere bedeckt gewesen und selbst die letzten Reste des ehemaligen Inselgebirges der Zentralzone überflutet worden seien.[5]) Durch das schon zur Zeit der rhätischen Stufe beginnende Untertauchen des Vindelicischen Rückens unter den Spiegel der Tethys wurde eine offene Verbindung des alpinen mit dem mitteleuropäischen

[1]) F. Wähner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 168—176, 190—206.

[2]) E. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe etc., S. 92.

[3]) Diese Meinung hat in den Untersuchungen von Th. Fuchs über die Entstehung der Aptychenkalke (Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. 1877, Oktoberheft) eine wichtige Stütze gefunden. Dagegen lehnt J. Walther (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1897, S. 214) die Deutung jener Sedimente als Tiefseebildungen ab, da selbst die radiolarienreichsten jurassischen Gesteine seiner Meinung nach noch nicht als Tiefseebildungen im strengen Sinne bezeichnet werden dürfen.

[4]) M. Neumayr, Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, 50. Bd., 1885, S. 102 ff.

[5]) Im Rhätikon greift die tithonische Transgression tatsächlich auf das kristallinische Grundgebirge über.

Meere hergestellt. Die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der jurassischen Faunen in beiden Gebieten wurde von NEUMAYR nicht auf die Existenz getrennter zoogeographischer Provinzen, sondern klimatischer Zonen zurückgeführt, während POMPECKJ und HAUG bathymetrische Unterschiede in den Lebensbezirken der alpinen und mitteleuropäischen Jurafaunen dafür verantwortlich machen.[1]) Selbst der Südrand des böhmischen Festlandmassivs, das während der Raibler Zeit bis in die Region der heutigen Nordkalkalpen hineinragte, war gegen das Ende der Dogger-Epoche überflutet, so daß hier eine freie Kommunikation mit dem sudetischen Gebiete sich eröffnete. Ebenso verschwand das noch zur Liaszeit bestehende Festlandgebiet im S der Ostalpen (PETERS' „Orientalisches Festland"), das sich von Venetien bis zum Balkan erstreckte, während des oberen Jura vollständig. Aus dieser Zeit liegen in dem betreffenden Gebiete nur noch pelagische Bildungen ohne litorale Einschaltungen vor.

Wenn in so vielen Arbeiten über alpine Geologie stets der pelagische Charakter der alpinen Sedimente, insbesondere während der mesozoischen Ära, betont wird, so ist dieser Ausdruck *cum grano salis* zu verstehen. Man hat damit in der Regel mehr den Gegensatz derselben zu rein litoralen Ablagerungen hervorheben wollen. In Wahrheit sprechen die Sedimente in den Ostalpen für sehr verschiedene Meerestiefen. Jedenfalls handelt es sich bei sehr vielen derselben nicht um Bildungen von küstennahem Charakter, wenn auch sichere Beweise für echte Tiefseeablagerungen selbst in den Aptychen- und Radiolarienschichten nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse nicht vorliegen.

Die Erwartung, in den Ostalpen vollständige, der Kontinuität der mesozoischen Ablagerungen bis zur Zeit der mittleren Kreide entsprechende Normalprofile der Juraformation zu finden, bleibt bekanntermaßen unerfüllt. Vielmehr macht sich gerade während der Juraperiode die von NEUMAYR als Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente bezeichnete Erscheinung in auffallendster Weise geltend. Durchgehende, in einiger Regelmäßigkeit auftretende Horizonte sind im oberen Jura der Ostalpen nur in sehr geringer Anzahl vorhanden. Die meisten Glieder treten nur local, ohne regelmäßige Verbindung mit den benachbarten Schichten, auf. Die durch Leitfossilien sichergestellte unmittelbare Überlagerung älterer durch erheblich jüngere Jurahorizonte gestattet in einer Reihe von Profilen den bestimmten Nachweis des Fehlens einzelner Abteilungen des Jurasystems. Das von F. v. RICHTHOFEN treffend als „parasitisch" bezeichnete Auftreten des Jura in den Vilser Alpen liefert die besten, seit lange bekannten, aber von den verschiedenen Beobachtern in sehr verschiedener Weise gedeuteten Beispiele der Lückenhaftigkeit der Juraserie. BEYRICH, GÜMBEL und WUNDT haben übereinstimmend die Meinung ausgesprochen, daß in dem Schichtenkomplex

[1]) Gegen die letztere Ansicht spricht die Tatsache, daß eine große Anzahl „echt alpiner" Cephalopoden in unzweifelhaften Strandbildungen oder in Korallenkalken sich findet.

von Vils zwar sämtliche Stufen des Jura vertreten, daß aber auch nicht an einer einzigen Lokalität die einzelnen Horizonte wirklich in den Profilen vorhanden seien. Vielmehr weisen selbst nahe gelegene Durchschnitte große Verschiedenheiten und bestimmte Lücken auf. Nach Böse[1] machen sich vier solche stratigraphische Lücken in auffallender Weise bemerkbar.

Diese eigentümlichen Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse werden durch Faktoren bedingt, die sich bis jetzt der wissenschaftlichen Erkenntnis noch entziehen. Neumayr meint, daß die Lückenhaftigkeit des alpinen Jura nicht mit Veränderungen in der Ausbreitung des Meeres, sondern mit wechselnden Strömungsverhältnissen zusammenhänge, durch die zeitweilig eine Anhäufung von Sediment verhindert wurde. Selbst dem Umstande, daß stellenweise isolierte Ablagerungen höherer Juraschichten lokal übergreifend auf Triasschichten auflagern, wie die Macrocephalenschichten des Prieltales oder die Acanticusschichten von St. Agatha im Salzkammergut, darf man nach Neumayrs Ansicht keine Bedeutung beimessen. Solche Tatsachen reichen nicht hin, um eine Unterbrechung in der Kontinuität der Meeresbedeckung zwischen der Zeit der oberen Trias und des oberen Jura zu beweisen. Dieser Meinung Neumayrs hat sich auch Finkelstein[2] auf Grund seiner Untersuchungen in den Chiemseer Alpen angeschlossen. Hier sind auf dem Laubenstein bei Hohen-Aschau fossilreiche Crinoidenkalke des unteren und mittleren Dogger bis zur Bathstufe in enger stratigraphischer Verknüpfung mit Hirlatzkalken des Lias entwickelt. Darüber folgt der obere Jura in abweichender Facies. Konkordant lagert, wie Finkelstein hervorhebt, jedes Glied der jurassischen Serie dem nächst älteren auf und wird in gleicher Weise von dem jüngeren normal überlagert. Wenn man gleichwohl das Tithon bald auf Lias, bald auf unterem oder mittlerem Dogger trifft, so darf aus dieser Tatsache nicht auf eine Unterbrechung in der Kontinuität der Meeresbildungen geschlossen werden. Es sind nur deshalb die Schichten, die man unter dem Tithon erwarten würde, nicht zum Absatze gekommen, weil sie als größtenteils rein zoogene Sedimente nur unter besonders günstigen Bedingungen sich anhäufen konnten.

Man wird Suess[3] in der Meinung beipflichten müssen, daß in einem gefalteten Gebirge der Nachweis allgemeiner Transgressionen oder Rezessionen überhaupt nur ausnahmsweise geführt werden kann, und man wird auch Uhlig gegenüber Haug darin beistimmen dürfen, daß die Annahme einer Lücke zwischen Kimmeridge und Tithon in den Alpen durchaus unzulässig ist. Nichtsdestoweniger wird die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit von Schwankungen und lokalen Übergriffen des Meeres auch für den alpinen Jura zuzugeben sein. Beobachtungen, wie jene von Finkelstein[4] und Vacek bei Cles, wo das Tithon übergreifend auf einem unregelmäßig

---

[1] E. Böse. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1894. 4. Heft.

[2] H. Finkelstein. N. Jahrb. f. Min. 1888, Beil. Bd., VI., S. 36 ff., insbesondere S. 73.

[3] E. Suess: „Das Antlitz der Erde", II. Bd., S. 363.

[4] H. Finkelstein. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1889. S. 49.

korrodierten Relief der Dogger-Oolithe mit der Fauna von Cap San Vigilio lagert, lassen kaum eine andere Erklärung zu. Für andere Fälle mag wohl der von WUNDT[1]) für die Juraablagerungen von Vils vorgeschlagene Erklärungsversuch anwendbar sein.

Daß tektonische, gebirgsbildende Bewegungen in den Ostalpen während der in dieser Beziehung allerdings relativ ruhigen Trias- und Juraepoche nicht vollständig zum Stillstande gekommen sind, wird durch einige Tatsachen in einer jeden Zweifel ausschließenden Weise erhärtet. Die wichtigsten der hier in Betracht kommenden Beobachtungen sind von BITTNER[2]) in den niederösterreichischen Voralpen gemacht worden. Die prachtvollen Aufschlüsse in der Überschiebungsregion von Kleinzell zeigen stellenweise eine diskordante Überlagerung älterer Triasglieder, insbesondere des Lunzer Sandsteines durch Kössener Schichten, die nicht durch tektonische Erscheinungen allein, sondern nur durch transgressive Lagerung in Verbindung mit den ersteren erklärt werden kann. Die Anlage der großen Hauptstörungen (Aufschlußlinien) der niederösterreichischen Kalkalpen, die vorzüglich in die Zeit vor der Ablagerung der Gosauschichten fiel, dürfte daher schon zur Zeit der Kössener Schichten begonnen haben, da schon damals ältere Triasglieder durch Verwerfungen entblößt und dem Absatz der Sedimente des rhätischen Meeres zugänglich gemacht worden sein müssen. Schon zur rhätischen Zeit und während der Liasepoche müssen, wie BITTNER ausführt, durch jene Störungen Niveauunterschiede erzeugt worden sein, die in der faciellen Ungleichartigkeit der Ablagerungen jener Perioden ihren Ausdruck finden. Auch von oberjurassischen und Neocomablagerungen kennt man im Bereiche der nordalpinen Aufbruchszonen ein transgressives Auftreten. Alle diese Umstände weisen darauf hin, daß die Bildung der nordalpinen Hauptstörungen keine ruckweise, plötzliche, sondern eine langsame, durch sehr lange Zeiträume reichende war.

Im Etschbuchtgebirge spielt nach BITTNERS[3]) Untersuchungen die komplizierte Störungslinie von Ballino die Rolle einer heteropischen Grenze der Liasablagerungen in einer Weise, daß die Annahme, jene Störung habe schon vor Ablagerung der liasischen Schichten in irgend einer Form existiert, unabweislich ist. Erwägungen ähnlicher Art haben E. v. MOJSISOVICS bestimmt, für einzelne der großen Gebirgsbrüche Südosttirols ein sehr hohes Alter in Anspruch zu nehmen. Die weitere Ausbildung solcher Störungen in späteren Perioden illustriert die allenthalben in gestörten Schichtgebieten fast gesetzmäßig wiederkehrende Erscheinung, daß dynamisch-geologische Vorgänge in bestimmten Regionen zu verschiedenen Zeiten immer wieder in gleichem Sinne und an den gleichen Ansatzstellen sich wiederholen.[4])

[1]) G. WUNDT. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 179.

[2]) A. BITTNER. Verh. d. geol. Reichsanstalt 1893, S. 337.

[3]) A. BITTNER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 342, Verh. 1881, S. 52.

[4]) M. BERTRAND. Bull. Soc. géol., 3. sér., Vol. XX, 1892, S. 118. Schon DÉSOR („Der Gebirgsbau der Alpen“, 1865, S. 89) hat auf die Abhängigkeit aller jüngeren

F. v. HAUER[1]) ging sogar so weit, die erste Haupterhebung der gesamten Alpen an das Ende der Liasperiode zu legen, um den Unterschied in der gleichförmigen Verbreitung der Trias- und Liasbildungen und dem unregelmäßigen Absatz der Sedimente des oberen Jura zu deuten, den er nur auf einzelne Becken, Buchten und die Ränder des Gebirges beschränkt glaubte.[2])

Man geht wohl über den wahren Sachverhalt hinaus, wenn man in jeder der zahlreichen Schwankungen in den Ablagerungsverhältnissen der mesozoischen Sedimente Anzeichen einer Trockenlegung des Bodens und einer Modellierung des Reliefs durch atmosphärische Denudation erblicken will. Die überwiegende Mehrzahl der Tatsachen spricht für eine Kontinuität der Meeresbedeckung in den Ostalpen während der mesozoischen Ära bis zur mittleren Kreide. Eine allgemeine Unterbrechung der Sedimentation innerhalb dieses Zeitraumes ist nicht nachweisbar, wohl aber machen sich von der rhätischen Stufe aufwärts Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente in immer bedeutenderem Maße geltend, die teils auf Schwankungen in der Höhe der Meeresbedeckung, teils auf tektonische Bewegungen des Untergrundes, teils auf zeitweiligen Mangel an Material für eine Sedimentbildung zurückzuführen sein dürften.

Keinesfalls ist die Annahme zulässig, daß während der Juraperiode zu irgend einer Zeit eine vollständige Regression des Meeres aus einer der beiden ostalpinen Kalkzonen eingetreten sei. Denn es gibt keine Zone des außeralpinen Jura, die nicht auch in den Ostalpen nachweisbar wäre.

Die Ablagerungen der unteren Kreide sind in den Ostalpen auf jene des Jura in ununterbrochener pelagischer Ausbildung gefolgt. In der Nördlichen Kalkzone bereitet die Trennung der neocomen von den faciell durchaus gleichartig entwickelten Aptychenschichten des Jura an vielen Stellen kaum überwindbare Schwierigkeiten. In den Südalpen sind Obertithon und Biancone stratigraphisch auf das Engste verknüpft. In der niederösterreichischen Voralpenzone jedoch liegt, wie BITTNER gezeigt hat, das Neocom vielfach diskordant auf einem älteren gestörten Grundgebirge und erfüllt, gleich den Gosaubildungen, kanalförmige Einschnitte des letzteren. Ähnliche Lagerungsverhältnisse der Neocomschichten hat E. v. MOJSISOVICS[3]) auch im Salzkammergut konstatiert. Dennoch erfährt die Kontinuität der mesozoischen Meeresablagerungen in dem größten Teile der Ostalpen erst am Schlusse der Unterkreide eine bedeutende Unterbrechung.

Wäre die Einteilung der geschichteten Ablagerungen in Formationen nicht von den außeralpinen Bildungen West- und Mitteleuropas, sondern von den Sedimenten in den Ostalpen ausgegangen, so hätte man ohne Zweifel

---

Störungen in den Alpen von den vorangehenden hingewiesen. „Es ist, als ob die ersten Schwankungen maßgebend gewesen wären für alle künftigen Hebungen."

[1]) F. v. HAUER, Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Wien, XXV, 1857, S. 346.

[2]) Einen präliasischen Bruch beschreibt GEYER (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 264) aus dem Dachsteingebirge.

[3]) E. v. MOJSISOVICS: „Die Dolomitriffe etc.", S. 100.

einen der Hauptschnitte mitten durch die Kreideformation gelegt. Denn die Trennung zwischen unterer und oberer Kreide ist in einem großen Teile der Ostalpen durch so tiefgreifende Unterschiede in den Lagerungsverhältnissen ausgesprochen, daß man aus denselben auf den Eintritt sehr erheblicher orographischer Veränderungen zur Zeit der mittleren Kreide schließen muß. Die Grenze zwischen unterer und oberer Kreide wird durch eine Phase intensiver Gebirgsfaltung markiert. Durch die gebirgsbildenden Bewegungen wurden die Nördliche Kalkzone, die Zentralzone, der Drauzug, wahrscheinlich auch der Hauptstamm der Südlichen Kalkzone vom Südosttirolischen Hochland ostwärts über den Meeresspiegel gehoben. Nur die Faltungsregion der Südlichen Kalkzone (Etschbuchtgebirge und Venetianische Faltungszone) und ein Teil der Flyschzone, blieben während der ganzen Kreideepoche dauernd unter Meeresbedeckung. Für das vom Meere frei gewordene Territorium folgte eine Festlandsperiode, in der das Relief des Gebirges durch die atmosphärische Erosion ausgearbeitet wurde. Die erste Anlage einzelner Quertäler der Nordalpen reicht in jene Periode zurück, während Anzeichen für eine Bildung des großen Längentales an der Grenze der Zentralzone und der Nördlichen Kalkzone nicht nachweisbar sind.

Schon während der Cenomanzeit begannen Ingressionen des Kreidemeeres in das alpine Festlandsgebiet, in dem die gebirgsbildenden Bewegungen wohl noch während des Cenoman und unteren Turon fortdauerten. Die Absätze des Cenomanmeeres tragen zumeist einen litoralen Charakter. Sie sind innerhalb der Nördlichen Kalkzone zu sporadisch, um eine Entscheidung der Frage zuzulassen, ob der Faltungsphase vor Ablagerung des Cenoman oder der Gosauschichten eine größere Bedeutung für den Gesamtbau der Ostalpen zukommt. Die Darstellungen von ROTHPLETZ[1]) und SOEHLE lassen erkennen, daß die cenomanen Sedimente in den bayrischen Alpen an mehreren Stellen, z. B. bei Füssen, einen bereits durch Verwerfungen gestörten Untergrund vorfanden. Eine ganz isolierte Stellung nehmen in dem Hauptstamme der Südlichen Kalkzone die von E. v. MOJSISOVICS als cenoman angesprochenen Conglomerate des Col Becchei ein.

Eine größere Ingression des obercretacischen Meeres erfolgte erst gegen das Ende der Turonzeit. In tiefen Buchten und Kanälen griff das Meer aus der Flyschzone in die Kalkalpen ein. Seine Absätze, die Gosauschichten, überbrücken die Hauptbruchlinien der mesozoischen Schichtreihe, deren Entstehung somit vorwiegend in die Wende der unter und obercretacischen Epoche fällt, wenn auch die erste Anlage einzelner Störungen in viel ältere Zeiten (Rhät und Lias) zurückreicht. Auch in die Zentralzone drang von SO her das obercretacische Meer ein und lagerte seine Sedimente in der Facies der Gosauschichten auf den kristallinischen Gesteinen der Norischen Alpen (Steirische Masse, Bacher), auf dem Devon der Kainach und auf dem kristallinischen Grundgebirge und den Triaskalken der Um-

[1]) A. ROTHPLETZ: „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", S. 86 u. 191.

gebung von Guttaring ab. An der letzteren Lokalität liegen die Gosauschichten diskordant auf der Trias. Es muß daher dieser Teil der Zentralalpen vor der Ablagerung der Oberkreide von gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen und bereits über weite Strecken von der ihn früher überspannenden mesozoischen Sedimentdecke entblößt worden sein. Auch der östliche Abbruch der Karawanken gegen das Senkungsfeld von Windischgraz ist älter als die Transgression der Gosauschichten, die dem Bruchrande in übergreifender Lagerung aufsitzen. Es war nicht so sehr eine mit Abrasion verbundene Transgression als vielmehr eine unter Schonung des vorhandenen Reliefs erfolgende Ingression des Kreidemeeres, die während der Turon- und Senonzeit in die durch neue tektonische Bewegungen aufgerichteten und durch die Erosion konturierten Ostalpen eingriff.

Die westliche Hälfte der Zentralzone mit Einschluß des Tauerngebietes ist vielleicht schon seit der Juraepoche dauernd vom Meere frei geblieben. In dem Hauptstamme der Südalpen östlich von der Etsch fehlen obercretacische Bildungen vollständig, während man marines Neocom von mehreren Lokalitäten (Puezalpe, Fannisalpe) in voller Konkordanz mit oberjurassischen Schichten kennt. Es liegt nahe, mit E. v. Mojsisovics auch für diese Region der Ostalpen eine Aufrichtung der Schichten unter dem Einflusse der cretacischen Faltung anzunehmen. Zwingende Beweise für eine solche lassen sich allerdings nicht geben, da erst zur Oligocänzeit Spuren einer jüngeren Transgression von Meeresbildungen über einem gefalteten Grundgebirge aus den Steiner Alpen und dem Save-System vorliegen.

An der Grenze der Kreide- und Tertiärzeit hat in den Ostalpen abermals eine nicht unbeträchtliche Verschiebung von Wasser und Land stattgefunden, eine „Diskordanz der Verbreitung", wie A. d'Orbigny die Erscheinung nennt. Aus dem Bereiche der Nordkalkalpen und der Zentralzone hat sich das Meer zurückgezogen. Im S der Alpen trat das adriatische Festland aus dem Meere hervor. Auf seiner Oberfläche lagerten sich von Görz bis Cattaro die brackischen und Süßwasserschichten der Liburnischen Stufe ab. An der Basis dieser Stufe ist an mehreren Stellen ein durch die atmosphärische Erosion modelliertes Relief des Grundgebirges sichtbar. Nur im Bereiche der Flyschzone und in den gefalteten Regionen der Etschbucht und des veronesisch-vicentinischen Gebietes ist die Meeresbedeckung auch in der negativen Phase an der Grenze der mesozoischen und känozoischen Ära nicht aufgehoben worden. In dem vicentinischen Gebiete bildete sich am Schlusse der Kreidezeit ein mächtiger Herd vulkanischer Tätigkeit. Die roten Tuffe von Spilecco, mit denen die eocäne Serie beginnt, sind das erste Produkt der Eruptionen, die während der älteren Tertiärepoche anhielten und riesige Ströme von basaltischer Lava förderten.

Die neue Transgression, die zur Eocänzeit begann, überschreitet in den Ostalpen an einigen Stellen die Ausdehnung der obercretacischen Transgression, während sie an anderen hinter derselben zurückbleibt. Bei der in vielen Gegenden nur undeutlich ausgesprochenen Trennung der eocänen

und oligocänen Bildungen fällt es schwer, in jedem einzelnen Falle festzuhalten, ob der eocänen oder der jüngeren, von Oppenheim für bedeutungsvoller erachteten, oligocänen Transgression ein größeres Ausmaß zukommt. In die von Gosaubildungen erfüllten Becken und Fjorde der Nördlichen Kalkzone drang das alttertiäre Meer nicht ein. An einer Stelle aber, bei Radstadt, muß es aus der Flyschregion quer durch die ganze Kalkzone bis auf den Rand der Zentralalpen übergegriffen haben, der von den obercretacischen Sedimenten nirgends erreicht wird. Sonst greifen alttertiäre Meeresablagerungen nur in zwei Buchten (Unterinntal—Reit im Winkel und Reichenhall) über den Nordrand der Kalkzone nach S vor, dringen aber nahe der Westgrenze der Ostalpen im Rhätikon tiefer in das triadische Gebirge ein. In der Zentralzone liegt ein Denudationsrest von eocänen Meeresbildungen in der schon von dem obercretacischen Meere überfluteten Bucht von Guttaring. Ein zweites räumlich sehr beschränktes Eocänvorkommen hat Toula bei Kirchberg in Nieder-Österreich am Nordabhange des Wechselmassivs entdeckt. Viel ausgedehnter sind die marinen Absätze oligocänen Alters in dem östlichen Teile des Hauptstammes der Südlichen Kalkalpen. Der oligocänen Transgression sind hier, wie Teller gezeigt hat, Schollensenkungen vorausgegangen, durch die jene tief eingesenkten Buchten geschaffen wurden, in die später das Oligocänmeer eindrang.

Sonst sind in den Ostalpen nur wenige Anzeichen dafür vorhanden, daß der alttertiären Transgression gebirgsbildende Bewegungen vorangingen, die jedenfalls an Intensität hinter jenen der cretacischen Faltungsphase weit zurückgeblieben sein müssen. In der Umgebung von Guttaring ist ohne Zweifel ein erheblicher Teil der obercretacischen Sedimentdecke durch die atmosphärische Erosion weggespült worden, ehe die untereocänen Schichten zum Absatz gelangten, da diese nicht nur auf der Kreide, sondern auch direkt auf dem älteren Grundgebirge diskordant aufliegen.

In der Flyschzone und in der veronesisch-venetianischen Faltungsregion der Südalpen, wo vollständige Konkordanz der cretacischen und alttertiären Ablagerungen herrscht, haben gebirgsbildende Bewegungen wohl nicht vor dem Ende der Oligocänzeit stattgefunden.

In die Wende der Oligocän- und Miocänzeit fällt bekanntermaßen jene Faltungsphase, der man früher generalisierend die gesamte Aufrichtung der Alpen überhaupt zuschrieb. Jedenfalls sind erst durch diese Faltung, die für ausgedehnte Teile des Gebirges zugleich der Hauptauftürmung der Schichten entspricht, die einzelnen Abschnitte, deren Entwicklungsgeschichte eine vielfach abweichende war, zu einem einheitlichen Gebirge vereinigt worden. In den Ostalpen haben die nördliche Flyschzone und die Venetianische Faltungszone der Südalpen mit ihrer Fortsetzung in den Dinarischen Ketten ihre erste Erhebung am Schlusse der Oligocänzeit erfahren. In diese Zeit fällt wahrscheinlich auch die Anlage der großen Grabenversenkungen, die der Längenfurche an der Grenze der Zentralzone und der Nördlichen Kalkzone ihren Verlauf vorzeichnen.

Die gebirgsbildenden Prozesse während dieser Faltungsphase haben sich über einen verhältnismäßig langen Zeitraum erstreckt, da sie auch noch während der Miocänzeit fortdauerten. In der nordalpinen Molasse ist eine scharfe Diskordanz zwischen den oligocänen und miocänen Bildungen bemerkbar. Aber auch das Miocän ist in Oberbayern am Rande der Alpen noch stark gefaltet und disloziert. Ähnlich liegen die Verhältnisse am Außenrande der Südlichen Kalkzone, wo die Hauptfaltung nach TARAMELLI[1] zwischen die aquitanische und die tortonische Stufe fällt, aber auch die miocäne Molasse noch Faltungen und Dislokationen aufweist.

Es ist aber für eine zutreffende Auffassung der Entwicklungsgeschichte der Ostalpen von maßgebender Bedeutung, daß die tertiäre Faltungsphase nicht nur die Angliederung je einer neuen Zone im N und S des Gebirges bewirkt hat, sondern daß auch die bereits früher bestehenden Teile der Alpen, wenn auch in verschiedenem Maße betroffen wurden. In den Nördlichen Kalkalpen sind sehr intensive, gebirgsbildende Bewegungen während dieser jüngsten Faltungsphase eingetreten, wenngleich die Entstehung der Hauptstörungen bereits in die Kreidezeit fällt. Die Aufrichtung der Gosauschichten, die Rhätikon-Überschiebung und die Entstehung der Überschiebungsbrüche an der Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone weisen auf die oberoligocäne beziehungsweise miocäne Faltungsphase hin. In dem Hauptstamme der Südlichen Kalkzone machen sich Anzeichen postoligocäner Lagerungsstörungen in den Überschiebungen des triadischen Gebirges, z. B. der Julischen Alpen, der Steiner Alpen und der Ketten des Save-Systems über die Tertiärbildungen, im Drauzuge in den klippenförmigen Aufbrüchen der älteren Gesteine entlang der Donati-Bruchlinie geltend. In der Zentralzone der Ostalpen sind die Spuren einer miocänen Faltung minder deutlich ausgesprochen, weil alttertiäre Denudationsrelikte hier nur sporadisch und in sehr beschränkter Ausdehnung auftreten. Die jüngsten sedimentären Bildungen, die man in der Westhälfte der Zentralzone, und zwar in sehr gestörter Lagerung kennt, gehören dem Lias an. Zu diesen kommen in der Umgebung der Radstädter Tauern noch oberer Jura, in der Bucht von Guttaring Kreide und Eocän, in der Kainach und in der Umrandung des Bacher die Gosaukreide. Aus den Störungen in den Kreide- und Eocänschichten läßt sich allerdings für den südöstlichsten Abschnitt der Zentralalpen mit Sicherheit schließen, daß die jüngsten Bewegungen sich erst während der jüngeren Tertiärzeit abgespielt haben. In den übrigen Teilen der Zentralzone haben intensive Gebirgsstörungen in der Form von Faltungen und Brüchen jedenfalls noch nach dem Absatz des Lias beziehungsweise des oberen Jura stattgefunden. Ob diese tektonischen Bewegungen ausschließlich der cretacischen Faltungsphase zur Last zu legen sind oder ob einige der damals entstandenen Falten und Brüche noch während der jüngeren Tertiärzeit verstärkt und kompliziert wurden, läßt sich auf dem Wege

[1] T. TARAMELLI, Spiegazione della carta geologica del Friuli. Pavia 1881, S. 112.

einer direkten Beobachtung der Lagerungsverhältnisse nicht entscheiden. Es sprechen jedoch einige Tatsachen sehr zu Gunsten einer dynamischen Einwirkung der tertiären Alpenfaltung auf das Gesamtgebiet der Zentralzone. Es würde vor allem die ihre Umgebung beträchtlich überragende Höhe der Zentralalpen aus einem größeren Erosionswiderstande der kristallinischen Bildungen allein kaum zu erklären sein ohne die Voraussetzung, daß gebirgsbildende Bewegungen hier in ebenso energischer Weise wie in den Kalkzonen noch während der Tertiärzeit tätig waren. Für jene Forscher, die ein oligocänes Alter der Intrusivmassen des Periadriatischen Randbogens für erwiesen erachten, ist eine solche Voraussetzung nicht zu umgehen, da nur Bewegungen der festen Erdkruste, wie Salomon betont, die Intrusion derartiger granitischer Kerne einleiten konnten.

Allerdings sind die einzelnen Teile der Zentralzone bei dieser Faltung nicht mit gleicher Intensität betroffen worden. Der Unterschied zwischen der flach liegenden, nur von unbedeutenden Falten und Brüchen gestörten Triasdecke des Stubai und den Kalkkeilen der östlichen Tribulaungruppe zeigt deutlich, daß neben Gesteinsmassen, die durch die faltende Kraft überwältigt wurden, auch solche vorkamen, die als starre Schollen dem Gebirgsdruck Widerstand geleistet haben.

Die hier mitgeteilten Tatsachen zeigen mit hinreichender Deutlichkeit, daß zwar auch in den Ostalpen eine Art zonaren Wanderns der Faltung[1] sich insofern zu erkennen gibt, als durch jede neue Faltung dem Saume des älteren Gebirges eine neue Zone angegliedert wird, daß aber die schon gefalteten Regionen den jüngeren Bewegungen keineswegs entrückt waren, sondern von diesen mitbetroffen wurden.

Die jüngeren Tertiärbildungen bekunden in den einzelnen Teilen der Ostalpen in Bezug auf ihre Lagerung ein sehr verschiedenes Verhalten. An dem Nordsaume der Alpen liegt schon die oberoligocäne Molasse außerhalb des Verbreitungsgebietes der älteren Tertiärgesteine und enthält Bruchstücke der letzteren als klastisches Material.[2] Die Hauptfaltungen traten also hier schon während der Oligocänzeit ein. Das durch die Faltung

[1] Dieses „zonare Wandern" der Faltung darf allerdings nicht in dem Sinne aufgefaßt werden, als hätte die erste, variscische Faltung nur die Zentralzone und nicht auch das Grundgebirge der beiden Kalkzonen mitbetroffen. Die Annahme, daß der doch wohl ebenfalls aus kristallinischen Gesteinen bestehende Untergrund der Nördlichen und Südlichen Kalkzone erst zugleich mit der mesozoischen Sedimentdecke während der Kreidezeit von faltenden Bewegungen erfaßt worden sei, würde in Beobachtungstatsachen keine Stütze finden. Die Diskordanz, mit der an der Grenze der Kalk- und Zentralalpen die permischen und triadischen Schichten den kristallinischen Gesteinen aufliegen, soweit nicht der ursprüngliche Kontakt durch spätere Dislokationen verwischt ist, läßt darauf schließen, daß auch der Gebirgsstreifen unter den Kalkalpen von der variscischen Faltung ergriffen wurde, ehe die mesozoischen Sedimente, die heute die Ketten des Kalkgebirges bilden, darüber zur Ablagerung kamen. Vergl. auch F. Löwl, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 464.

[2] A. Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", S. 198.

in langen Streifen aus dem Molassemeer erhobene Gebirge wurde sofort von der Erosion in energischer Weise angegriffen. Große Mengen klastischen Materials lagerten sich an den Küstenlinien ab. Während der Miocänzeit dauerten die Bewegungen des Bodens fort.

Diese jungtertiäre Faltung nahm in der Richtung von W nach O allmählich ab. Wohl ist in Oberbayern das Molassevorland noch von erheblichen Störungen betroffen worden, doch bildet die gefaltete Molasse hier nicht mehr eine auch orographisch markierte Bergzone wie in der Schweiz, wo ihr noch Erhebungen von 1800 bis 2000 *m* wie Speer und Rigi zufallen. Im österreichischen Donaugebiete ist die Faltung bereits während der Miocänzeit erloschen, denn die Miocänbildungen liegen hier am Nordfuße der Flyschzone flach und ungestört.

Auf der Südseite der Ostalpen geht die Faltung bis in viel jüngere Niveaus der Tertiärserie hinauf. Hier ist durch die Festlandsbildung, die durch die oberoligocäne Hauptfaltung (TARAMELLI) eingeleitet wurde, das Meer noch nicht vollständig aus dem Bereiche der Alpen bis an deren heutigen Saum herausgetrieben worden. Es griff vielmehr noch zur Miocänzeit in schmalen Buchten in das Innere der Südlichen Kalkzone ein. Marine und brackische Miocänschichten liegen eingeklemmt zwischen Schichten des älteren Gebirges in Val Sugana, in der Wochein und in dem verwickelten Küstengebiete, das die alpine Region südlich vom Bacher zwischen diesem und den Ketten des Dinarischen Systems während der Tertiärzeit darstellte. Selbst noch in das Becken von Klagenfurt bis auf das Randgebiet der Zentralzone drang am Beginne der Miocänepoche ein Arm des südalpinen Tertiärmeeres ein und legte seine Sedimente im Lavanttale nieder. Jüngere Meeresbildungen des Miocän als jene der Mediterranstufe sind auf den östlichsten Teil des Drauzuges und der Südlichen Kalkzone (Save-System) beschränkt. Hier jedoch sind ebenso wie am äußeren Saume der bosnischen Flyschzone und in der Umrandung der kroatischen Inselgebirge nicht nur die Ablagerungen der sarmatischen Stufe, sondern stellenweise selbst noch die pontischen Bildungen und die Paludinenschichten von den Faltungen ergriffen worden, so daß die tertiäre Faltungsphase in diesem Teile der Ostalpen erst während der Pliocänzeit erloschen zu sein scheint.

Während in der alpinen Region südlich vom Bachergebirge die Faltungen fortdauerten, vollzogen sich nördlich vom Bacher die Einbrüche von Wien, Ödenburg und Graz, deren Umriß den heutigen Verlauf des Ostrandes der Alpen bestimmt. An die Bruchränder legen sich Süßwasserbildungen und die marinen Leithakalke, Sande und Tegel des mediterranen Miocäns. Die miocänen Meeresbildungen liegen, von lokalen Schichtstörungen abgesehen, zumeist flach und sind von jenen gebirgsbildenden Bewegungen nicht mehr ergriffen worden, die in Südsteiermark, Oberkrain und Kroatien die sarmatischen und pontischen Schichten noch steil aufgerichtet und gefaltet haben.

Die Region der Dinarischen Falten war seit dem Ende der Oligocänzeit, mit dem wohl auch hier die Phase intensivster Gebirgsbildung zusammenfällt, vom Meere vollständig frei. Für dieses Festlandgebiet war die ganze jüngere Tertiärzeit eine Epoche subaërischer Verwitterung, durch die ausgedehnte Massen von Terra rossa in den Vertiefungen des Karstreliefs zur Ablagerung gelangten. Da limnische Tertiärschichten von miocänem Alter in Bosnien noch steil aufgerichtet sind, so waren gebirgsbildende Bewegungen auch im innersten, axialen Teile der Dinarischen Faltungszone mindestens noch während der Miocänzeit wirksam. Eine exakte Chronologie der tektonischen Vorgänge in den Ostalpen während der jüngeren Tertiärzeit wird allerdings durch den Umstand wesentlich erschwert, daß jedes einzelne Tertiärbecken ein besonderes, kleines Faunengebiet mit eigener Gliederung und Lokalgeschichte darstellt.

Die Quartärzeit war für die Ostalpen eine Zeit tektonischer Ruhe. Nur auf der Südseite derselben hat sich möglicherweise während dieser jüngsten Epoche der Erdgeschichte noch ein bedeutungsvolles tektonisches Ereignis vollzogen, der Einbruch des Adriafestlandes, der zum Teil jünger sein mag als die pleistocänen Sandausbreitungen von Südistrien über Sansego bis Lissa und Curzola.[1] In den Alpen selbst und in ihrem Vorlande fehlen alle Anzeichen gebirgsbildender Bewegungen seit der Pliocänzeit. Allerdings sind für solche wiederholt von verschiedenen Forschern Beweise gesucht worden. Brückner[2]) hat die Lage der Niederterrassenschotter bei Taxenbach im Pongau durch eine postglaciale Dislokation von 150 bis 200 *m* Sprunghöhe zu erklären versucht. Heim[3]) führte die Entstehung der alpinen Randseen auf ein Zurücksinken des Alpengebirges um 300 *m* im N, um 400 *m* im S während der älteren Interglacialzeit zurück, durch das die in die Ebene ausmündenden Täler in ihrem Unterlaufe rückläufig geworden sein sollen. Die erstere Hypothese ist von A. v. Böhm und Wähner, die letztere von Penck[4]) widerlegt worden. Mit Entschiedenheit vertritt der letztere Forscher die Meinung, daß seit der Pliocänzeit die Bewegungen der Erdkruste in den Alpen sich erschöpft haben und daß die Gestalt dieses Gebirges seither ausschließlich durch die Wirkungen zerstörender Kräfte, des Wassers und des Eises, bestimmt worden sei.[5])

Eine wesentliche Rolle in der Ausgestaltung des alpinen Reliefs hat die Vergletscherung der Alpen während der quartären Eiszeit gespielt, die sich aus einer Serie einzelner durch interglaciale Perioden getrennter Eiszeiten zusammensetzt. Noch während jener Eiszeiten und am Schlusse der

[1]) G. Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 49.

[2]) E. Brückner: „Die Vergletscherung des Salzachgebietes“, Pencks Geogr. Abh., I. 1886, S. 91—100.

[3]) A. Heim. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges., Zürich 1894, 39. Bd., S. 65.

[4]) A. Penck: „Die vierte Eiszeit“, Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn., Wien 1899, 39. Bd., 3. Heft.

[5]) Sehr dürftig sind die von Philippi (Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1895, S. 680) beschriebenen Anzeichen einer postglacialen Dislokation bei Lecco am Comersee.

letzten erfuhr das Talsystem mannigfache Umgestaltungen. Die Alpen verdanken ihre heutigen Formen, soweit sie über die eiszeitliche Schneelinie emporragen, im wesentlichen der Eiszeit. „Ganze Ketten von Hunderten von Kilometern Länge zeigen scharfe Hochgebirgsformen mit Graten und Karen dazwischen, obgleich sie gegenwärtig nicht mehr Gletscher tragen. Ohne Eiszeit besäßen sie Mittelgebirgsformen.“ Die großen ostalpinen Randseen sind, mindestens in ihrer heutigen Gestalt, Schöpfungen jener Epoche, wenn auch die Anlage einzelner in ältere Perioden zurückreichen sollte. Selbst die Entstehung der bedeutendsten unter ihnen, wie Bodensee und Garda-See, wird von Anhängern der Glacialerosion auf die erodierende Tätigkeit der eiszeitlichen Gletscher zurückgeführt.[1] Seit dem Schlusse der Eiszeit ist die Erosion unablässig an der Arbeit gewesen, das Gebirge zu modellieren. Bestrebt, die durch die tektonischen Kräfte erzeugten Unebenheiten auszugleichen, duldet sie nur ungern, was schroff und scharfzackig über ein mittleres Denudationsniveau emporragt. „Das Wasser in seinen verschiedenen Aggregats- und Ansammlungsformen, verbunden mit dem unaufhörlichen Wechsel der Temperatur, gibt den überall tätigen Zerstörungsapparat ab, welcher rastlos Stäubchen um Stäubchen, Stein um Stein, Stockwerk um Stockwerk von den Gebirgen abträgt.“[2] Dem Zusammenwirken der verschiedenen klimatischen Agentien verdanken die Täler und Berge der Alpen die Mannigfaltigkeit ihrer Oberflächenformen. Was uns heute als Gebirge vor Augen tritt, sind nur mehr oder weniger weit abgetragene Ruinen des ursprünglichen Riesenbaues.

Alle diese Vorgänge haben wohl das Bild der Ostalpen noch wesentlich verändert und beeinflußt, ohne jedoch in der Struktur derselben Spuren zurückzulassen.[3] Ihre Darstellung fällt daher nicht mehr in den Rahmen dieses Buches, dessen Aufgabe in erster Linie der Entwurf eines Abrisses des Baues der Ostalpen war.

Aus der gedrängten Skizze, in der ich hier eine Übersicht der wichtigsten Momente in der geologischen Geschichte der Ostalpen zu geben versucht habe, mußten naturgemäß alle jene zahlreichen Details ausgeschieden werden, die das an sich keineswegs einfache Bild der Entwicklung jenes großen Kettengebirges noch erheblich komplizierter erscheinen lassen würden. Scharf tritt aus diesem Bilde die erst während der beiden letzten Dezennien, ihrer vollen Bedeutung entsprechend, immer mehr gewürdigte Tatsache hervor, daß die Ostalpen wiederholt aufgebaut, zusammengebrochen, eingeebnet und wieder aufgebaut worden sind. Die Erhebung des Gebirges

[1] Vergl. R. Sieger, Richthofen-Festschrift 1893, S. 55 u. T. Taramelli, Considerazioni geol. sul Lago di Garda, Rendic. Ist. Lomb. ser. I, Vol. XVII, 1894, fasc. 3.

[2] F. Simony, Jahrb. d. Österr. Alpenver., VII, 1871, S. 3.

[3] Das Verständnis jener Gattungen von Reliefformen in den Hochalpen, für deren Entstehung die Verhältnisse während der Eiszeit maßgebend waren, ist insbesondere durch die Arbeit von E. Richter „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen“ (Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsh. 132, Gotha 1900) gefördert worden.

ist nicht erfolgt durch eine kontinuierliche, gleichmäßig fortschreitende Aufrichtung, wenn auch die Bildung der Hauptstörungen keine ruckweise, plötzliche, sondern eine sehr langsame, manchmal sogar durch mehrere Perioden der Erdgeschichte andauernde war. Man muß sich insbesondere die Tatsache vor Augen halten, daß die in Bezug auf ihre Entwicklungsgeschichte wohl am besten studierten Stauungsbrüche der niederösterreichischen Kalkalpen zwar ihre wesentlichste Ausgestaltung erst vor der Ablagerung der Gosauschichten erfahren haben, daß sie aber mindestens schon zur Zeit der oberen Trias in Entstehung begriffen waren, „daß demnach die jurassischen und cretacischen Gebilde in ihren Absatzbedingungen und in ihrer Verteilung sicher schon vielfach durch sie beeinflußt gewesen sein müssen, was insbesondere die oft so unregelmäßige Verbreitung der oberjurassischen und neocomen Ablagerungen erklärt".[1])

Es scheinen aber gleichwohl in der Entwicklung der Ostalpen längere Zeiträume relativer Ruhe mit kürzeren Epochen der Aufrichtung gewechselt zu haben. Die Dokumente, die uns für diese Tatsache im Bau der Alpen vorliegen, sind Anzeichen einer Unterbrechung der Gebirgsfaltung. Die diskordante Überlagerung steil aufgerichteter älterer durch flachliegende jüngere Sedimente lehrt uns, daß eine Phase intensiver Faltung zum Abschluß gekommen ist und eine Unterbrechung erfahren hat. Nur den Zeitpunkt dieser Unterbrechung der Gebirgsfaltung können wir in der Regel mit einer größeren Genauigkeit bestimmen. Es darf ferner nicht übersehen werden, daß mit der Verlegung von Phasen intensiver Gebirgsfaltung in bestimmte Epochen nichts anderes gesagt ist, als daß aus den dazwischen liegenden Perioden sichere Anzeichen einer unterbrochenen Gebirgsfaltung noch nicht bekannt sind. Bei der Schwierigkeit, überzeugende Beweise für eine solche zu erbringen, darf man wohl zugeben, daß die Schwelle zu weiteren Entdeckungen auf diesem Gebiete noch kaum überschritten ist.

Mit nicht geringerer Schärfe tritt eine andere Tatsache aus dieser kurzen Skizze der Entwicklungsgeschichte der Ostalpen hervor. Es ist die bereits von E. v. Mojsisovics klar hervorgehobene Verschiedenheit der geologischen Vergangenheit der einzelnen Teile des Gebirges, dem die tektonischen Kräfte erst am Schlusse der älteren Tertiärzeit einen einheitlichen Stempel aufgedrückt haben. Selbst dort, wo uns aus einer Periode Meeresbildungen vorliegen, ist der Gegensatz in der Ausbildung derselben in verschiedenen Gebieten nicht selten ein sehr auffälliger. Die Sedimente der oberen Kreide sind eines der bekanntesten Beispiele für diese Erscheinung. Die einzelnen, ursprünglich individualisierten Elemente der Ostalpen bekunden die Tendenz, ihr ursprüngliches geodynamisches Verhalten lange Zeiträume hindurch festzuhalten.

Einen Beitrag zu der historisch-genetischen Verschiedenheit der Nord- und Südalpen liefert die Tatsache, daß die südliche Abdachung der Ost-

[1]) A. Bittner. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 161.

alpen wiederholt der Schauplatz gewaltiger Eruptionen war, während auf der Nordseite des Gebirges vulkanische Vorgänge seit der Carbonzeit nur eine sehr untergeordnete Rolle gespielt haben. Innerhalb des Bogens, mit dem die Südliche Kalkzone entlang der Judicarien-Linie in den Körper der Ostalpen eindringt, haben zu verschiedenen Zeiten mächtige vulkanische Ausbrüche stattgefunden, so während der Carbonzeit die Intrusion der Astagranite, zur Permzeit der Ausbruch des Quarzporphyrs von Bozen, in der Triasepoche die Förderung der Augitporphyr- und Melaphyrlaven von Südosttirol, in der Kreide- oder Tertiärzeit die Intrusion der Tonalitmassen des Periadriatischen Randbogens, während der älteren Tertiärzeit endlich die in rascher Aufeinanderfolge wiederkehrenden Eruptionen im vicentinischen Eocän- und Oligocängebiete und der Aufbau des trachytischen Riesenvulkans Monte Venda. Auch in der Gebirgsumrandung des steirischen Sanntales und des krainerischen Savetales haben tertiäre Eruptionen an vielen Stellen ihre Spuren hinterlassen. Analoga zu diesen vulkanischen Erscheinungen würde man in den Nordalpen vergebens suchen. So gewaltig auch einzelne dieser Eruptionen waren, so spielen doch vulkanische Gesteine in den Alpen, im ganzen genommen, eine relativ geringe Rolle, insbesondere solche aus den jüngeren Epochen der Erdgeschichte. Vermutlich hängt diese Erscheinung mit der starken Kompression der Erdkruste in der Region der von zwei Seiten her zusammengestauten Gebirgsfalten zusammen.

Die Ostalpen entsprechen einem gefalteten Teile der Lithosphäre, dem die Tendenz zu einer Faltung durch Zusammenschub der Schichten schon seit sehr langer Zeit innewohnt. Aber auch in dem gefalteten Gebirge haben gleichzeitig mit der Faltung oder später Einstürze stattgefunden und die zusammenbrechenden Stücke wurden in den nachfolgenden Zeiträumen neuerdings gefaltet. In den Ostalpen sind mindestens drei Phasen eines solchen Aufbaues, Zusammenbruches und Wiederaufbaues nachweisbar. Dort, wo die Falten während der Phasen unterbrochener Gebirgsfaltung von Verwerfungen zersplittert wurden und in die Tiefe sanken, sind an den Störungen vulkanische Massen emporgedrungen. Man mag über die Abhängigkeit eruptiver Vorgänge von Dislokationen denken wie man will, gewisse vulkanische Linien, wie der Periadriatische Randbogen oder die Südsteirische Thermallinie, tragen in zu unverkennbarer Weise den Charakter von Rissen oder Spalten in der Erdkruste, als daß man denselben gegenüber den nahen Zusammenhang vulkanischer und tektonischer Vorgänge in Abrede stellen dürfte. Das Überwiegen der eruptiven Erscheinungen auf der Südseite der Ostalpen während der ganzen Dauer der jüngeren paläozoischen, mesozoischen und känozoischen Ära deutet darauf hin, daß in den Südalpen, abweichend von den Nordalpen, zeitweilig neben einer Zusammenstauung der Gesteinsmassen lokal auch eine Zerreißung der Schichten durch Senkung stattfand, so daß den Laven der Tiefe ein Weg zur Oberfläche eröffnet wurde.

VIII. Abschnitt.

Die Struktur der Ostalpen.

Übersicht der Struktur der Ostalpen. — Flyschzone. — Nördliche Kalkzone. — Zentralzone. — Drauzug. — Südliche Kalkzone. — Dinarisches Faltensystem. — Faltung als Grundprinzip des ostalpinen Gebirgsbaues. — Verschiedenheit der Intensität der Faltung innerhalb einzelner Teile der Ostalpen. — Hebungen durch Zusammenschub zwischen zwei relativ starren Schollen. — Asymmetrie der Ostalpen. — Argumente gegen die Annahme einer Entstehung der Ostalpen durch einseitigen Schub. — Anwendbarkeit einiger Gebirgsbildungs-Hypothesen auf die Ostalpen.

Der Versuch einer zusammenfassenden Darstellung der Struktur der Ostalpen ist seit E. Desor[1]) und Sir Roderik Murchison[2]) nicht oft wiederholt worden. Die ältere Literatur über die Geologie der Ostalpen wurde von F. v. Hauer[3]) zu einem lichtvollen Gesamtbilde vereinigt. Im Jahre 1875 hat E. Suess in seiner „Entstehung der Alpen“ eine Übersicht des Bauplanes der Ostalpen gegeben. In ausführlicher Weise ist die Tektonik der Südalpen später von E. v. Mojsisovics, E. Suess und F. Frech behandelt worden. Einen kurzen Abriß der geologischen Leitlinien der Alpen hat Haug[4]) im Jahre 1896 veröffentlicht. Endlich ist im Jahre 1899 aus meiner Feder eine Skizze der Struktur der Ostalpen erschienen.[5]) Die darin niedergelegten Ansichten haben durch die Fortschritte meiner Studien über diesen Gegenstand manche Korrekturen erfahren.

Das vorliegende Kapitel zerfällt in zwei Abschnitte. In dem ersten findet man die Grundlinien des Bauplanes der Ostalpen zusammengestellt. In dem zweiten soll gezeigt werden, inwieweit diese Grundlinien den gegenwärtig in unserer Wissenschaft herrschenden Lehrmeinungen über den Bau der Faltengebirge entsprechen.

Der Mangel, der jeder übersichtlichen Darstellung dieser Art naturgemäß anhaftet, liegt in der Schwierigkeit, die Schilderung der Elemente der Struktur eines so ausgedehnten und so komplizierten Gebirges wie die Ostalpen in einen engen Rahmen zusammenzudrängen. Dabei führt das Bestreben, aus der übergroßen Fülle der Komplikationen eine Anzahl tektonischer Grundelemente auszuscheiden, notwendigerweise zu Verallgemeinerungen, die geeignet sind, den Bau der Alpen einfacher erscheinen zu lassen, als er in Wirklichkeit ist.

[1]) E. Desor. „Der Gebirgsbau der Alpen.“ Wiesbaden 1868.

[2]) R. J. Murchison. „Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpaten.“ Bearbeitet von G. Leonhard, Stuttgart 1850.

[3]) F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, 1867, S. 3—20; XVIII, 1868 S. 1—44.

[4]) E. Haug. Annales de géographie 1896, Nr. 90, S. 167—178.

[5]) C. Diener. Petermanns Geogr. Mitt. 1899, S. 204—215.

Die Ostalpen sind in ihrer heutigen Form das Produkt einer Reihe gebirgsbildender Bewegungen, unter welchen jene, die während der jüngeren Tertiärzeit erfolgt sind, am klarsten hervortreten. Diesen jüngsten tektonischen Bewegungen sind solche ähnlicher Art in früheren Epochen der Erdgeschichte vorausgegangen. Durch diese tektonischen Bewegungen ist die Erdrinde in den Ostalpen in lange Streifen gestaut und zusammengefaltet worden. Diese Streifen, die gegen Osten fächerförmig auseinandertreten, sind von verschiedener Zusammensetzung und haben eine verschiedenartige geologische Geschichte. Scharf grenzt sich eine innere Zone aus kristallinischen Gesteinen von den beiden sedimentären Außenzonen ab. Aber auch die letzteren selbst bestehen wieder aus sehr abweichend gebauten Elementen. In den Nordalpen trennt sich die Flyschzone von der vorwiegend aus triadischen Ablagerungen bestehenden Kalkzone, in den Südalpen von dem mittleren Hauptstamme der Drauzug auf der einen und ein innerer Zweig auf der andern Seite, dessen Fortsetzung das System der Dinarischen Falten bildet.[1])

Nachstehend soll eine gedrängte Übersicht der Struktur dieser Hauptabschnitte der Ostalpen gegeben werden.

A. Die Flyschzone.

Die Kalkzone der Nordostschweiz und die nordalpine Flyschzone entsprechen einer tektonischen Einheit. Beide treten im Kreide- und Flyschgebiet des Bregenzer Waldes miteinander in Verbindung. Sie bilden zugleich die einzige tektonische Zone, die aus den Westalpen, ohne eine Unterbrechung zu erleiden, über die Rheinlinie sich in die Ostalpen fortsetzt. Die Schichtfolge zeigt die den schweizerischen Kalkalpen eigentümliche, von jener in den ostalpinen Kalkzonen und in der Zone des Briançonnais so sehr abweichende Entwicklung, die man als **helvetische Facies** zu bezeichnen pflegt. Auch die Tektonik steht in vollster Übereinstimmung mit dem Wellenbau der Kreideketten im Westen des Rheintales. Die zumeist von einer Tendenz zur Nordüberschiebung beherrschten Kreide- und Flyschfalten des Bregenzer Waldes schwenken in einer sigmoiden Beugung um den Bogen der Triaszone des Rhätikon und werden östlich vom Iller durch die an Breite zunehmende Nördliche Kalkzone der Ost-

[1]) Diese einzelnen Zonen sondern sich von einander weit schärfer ab als die tektonischen Gürtel der Westalpen. Die Zonen der Westalpen sind durch wechselseitiges Eingreifen ihrer Glieder ineinander viel inniger verknüpft. Neumayr vermutet, daß die Ostalpen durch die Denudation in stärkerem Maße angegriffen worden seien als die Westalpen. „Denken wir uns die Schweizer Alpen in ihren Kammlinien und Gipfeln um etwa 500 *m* durch die Denudation erniedrigt, die großen Hauptwasserläufe des Rheins, der Aar, Reuß und Rhône ungefähr in demselben Niveau wie heute, wenigstens so weit sie annähernd fertige Talstrecken durchlaufen, so wäre die Ähnlichkeit mit den Ostalpen eine viel größere, die Scheidung der einzelnen Zonen durch die Entfernung eines großen Teiles der den älteren Gesteinen aufgelagerten und eingefalteten jüngeren Gebilde weit schärfer ausgesprochen“. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., 50. Bd., 1885, S. 102.)

alpen nochmals stark gegen Norden gedrängt. Zwischen dem Lech und der Salzach ist die Flyschzone in ihrer Breite sehr reduziert und durch die Erosion vielfach zerstückelt. Erst von dem Einbruch der Flyschzone bei Salzburg ostwärts begleitet wieder ein ununterbrochener Gürtel von Flyschbildungen den Außenrand der Nördlichen Kalkzone bis Wien. Während aber in dem ganzen Gebiete von der Isar bis zum Genfer See nur alttertiäre Bildungen in der Flyschfacies entwickelt erscheinen, vertritt der Flysch östlich von der Isar bis Wien auch die mittlere und obere Kreide. Ältere Schichten als die Kreide kennt man nur in dem westlichsten und östlichsten Abschnitte dieser Zone. Sie sind entweder einfache antiklinale Aufbrüche, wie der tithonische Gewölbekern der Canisfluh in Vorarlberg oder echte Klippen, wie die Juraklippen von St. Veit bei Wien und Waidhofen an der Ybbs. Exotische Blöcke von archäischen Gesteinen sind ebenso wie im westalpinen Flysch sehr häufig, ja ihr Vorkommen ist in manchen Horizonten (z. B. im oligocänen Flysch von Nieder-Österreich) so massenhaft, daß es an die Ausstreuung der nordischen Blöcke während der Glacialzeit erinnert. Einzelne dieser Blockanhäufungen (Bolgenberg, Pechgraben, Waschberg) sind wohl auf den Zerfall anstehender Inseln eines kristallinischen Grundgebirges (Vindelicischer Rücken Gümbels) zurückzuführen.

Die Flyschzone ist eine Region intensiver Faltung, wenn auch die einzelnen Falten infolge der mangelhaften Entblößung und der starken Verwitterung der Gehänge nur sehr schwer klar zu stellen sind. Sie überschiebt die nördlich vorgelagerten jüngeren Tertiärbildungen und wird ihrerseits allenthalben von der Nördlichen Kalkzone der Ostalpen im Süden überschoben. Es ist auffallend, daß, soweit man die Grenze zwischen beiden Zonen kennt, dieselbe in der Regel[1] einer Störungslinie entspricht. Die Störungen an der Grenze beider Zonen sind zumeist Überschiebungen,[2] doch tragen sie stellenweise, z. B. in der Umgebung des Traunsees, den Charakter von Senkungsbrüchen. Solche Übergänge von Überschiebungen in reine Verwerfungen sind in den Südalpen vielfach beobachtet worden. Die Auslösung der Spannungen in der Erdkruste erfolgt bald durch bloße Senkung an Verwerfungen, bald durch Faltung und Überschiebung an den zerrissenen Faltenstirnen. Sehr häufig endlich erscheinen beide Arten von Dislokationen kombiniert und durch Übergänge miteinander verbunden.

Ungeachtet des bedeutenden Ausmaßes der tektonischen Störungen entlang diesem zu den längsten und gewaltigsten Gebirgsbrüchen in den Alpen zählenden System von Dislokationen folgt demselben nirgends ein größeres Längental. Auch sonst gibt die Flyschzone trotz ihrer Kontinuität

[1] Eine normale Überlagerung der mesozoischen Gesteine der nördlichen Kalkzone durch den Flysch der Wiener Sandsteinzone ist durch Paul in dem Profil von Wilhelmsburg nach Lilienfeld in Niederösterreich beobachtet worden.

[2] Schon im Jahre 1831 haben Sedgewick und Murchison (A sketch of the structure of the Eastern Alps, Proceed. Geol. Soc. S. 321) auf solche Überschiebungen am Nordrande der Ostalpen aufmerksam gemacht.

fast nirgends zur Bildung von Längstälern Anlaß, sondern erscheint beinahe ausschließlich durch Quertäler gegliedert.

Die tertiären — teils oligocänen, teils miocänen — Ablagerungen des Vorlandes der Flyschzone zeigen sich ostwärts bis zur Salzach von Gebirgsstörungen beeinflußt. Die große nördliche Antiklinale der Molasse, die vom Genfer See bis zum Rhein dem ganzen Nordrande der Schweizer Alpen entlang zieht, erlischt im Hauchenberge am Iller. Die Faltenzüge der Molasse in dem dem Gebirgsrand unmittelbar benachbarten Teile der bayrischen Hochebene vermochte Gümbel noch bis in die Gegend zwischen Inn und Salzach zu verfolgen. Dagegen liegt das Miocän im österreichischen Donaugebiete auf der Nordseite der Alpen flach und ungestört.

B. Die Nördliche Kalkzone.

Im Gegensatze zu der Grenze zwischen der Flyschzone und der Nördlichen Kalkzone ist die Südgrenze der letzteren gegen die Zentralzone zum überwiegenden Teile durch ein großes Längental bezeichnet. Dieses Längental ist in seiner heutigen Gestalt ein Werk der Denudation. Es gilt dies insbesondere von der Strecke Schwaz—Gloggnitz, wo ein fortlaufendes streifenförmiges Band von paläozoischen Schiefern zusammen mit den Werfener Schichten, dem tiefsten Gliede der alpinen Trias, durch seine leichte Zerstörbarkeit die Ausbildung einer ausgeprägten Depression am Nordrande der Zentralzone begünstigte. Doch ist deren erste Anlage durch streichende Brüche bedingt worden, wie sie durch Rothpletz, Ampferer und Hammer am Nordgehänge des Inntales zwischen Innsbruck und Schwaz, durch Bittner am Südfuße des Tennengebirges, der Ennstaler Alpen und des Hochschwab, durch E. v. Mojsisovics am Südfuße des Dachstein und des Toten Gebirges nachgewiesen wurden. Über dieser Depression treten die Südabstürze der Kalkzone mit mächtigem Schichtenkopf hervor. Nur an wenigen Stellen werden hier an der Basis der Triaskalkmassen noch ältere Schichten von mutmaßlich permischem Alter sichtbar. Den Hauptanteil an der Zusammensetzung der Zone nimmt die Trias; neben dieser herrschen noch Jura und Kreide. Innerhalb der mesozoischen Schichtserie findet sich nur eine maßgebende Diskordanz, jene zwischen den oberecretacischen Gosaubildungen[1] und allen älteren Formationsgliedern. Innerhalb der letzteren mit Einschluß des Neocom sind zwar Unregelmäßigkeiten in der Verteilung, die von der rhätischen Stufe aufwärts ein immer bedeutenderes Ausmaß erreichen, vielfach nachweisbar, nicht aber eine allgemeine Unterbrechung der Sedimentation. Erst für die Gosauschichten, die eine Vertretung des Oberturon und Senon darstellen, steht die diskordante Lagerung zu dem gesamten Grundgebirge unwiderleglich fest. Der Gegensatz der Entwicklung der Kreideformation in der Flyschzone und in der Nördlichen Kalkzone der Ostalpen

[1] Vielleicht liegt diese für den Bau der Nordalpen maßgebende Diskordanz schon an der Basis des Cenomans, dessen Beziehungen zu den Gosauschichten noch nicht sicher bekannt sind.

ist, sofern man die typische Ausbildung der Gosauschichten ins Auge faßt, ein sehr scharfer. Die nur in der Grenzregion zwischen beiden Zonen überbrückten faunistischen und Facies-Unterschiede zwischen den Gesteinen der Flysch- und Kalkzone aus der oberen Abteilung der Kreide gehören zu den auffallendsten Erscheinungen in der Stratigraphie der Ostalpen.

Die Gosauformation ist mulden- oder kanalförmigen Einschnitten des Trias- und Jura-Gebirges diskordant eingelagert. Es ist daher schon 1852 von Peters und seither von zahlreichen Beobachtern übereinstimmend betont worden, daß der Ablagerung derselben eine Erhebung des Gebirges vorausgegangen sei. Typische Gosaubildungen greifen nirgends in die Flyschzone ein, aber sie erreichen auch nirgends das große Längental am Südrande der Nördlichen Kalkzone.[1]) Dagegen wurde in dem letzteren bei Radstadt (Ennstal) von Gümbel im Jahre 1889 ein isoliertes Vorkommen von eocänen Nummulitenkalken entdeckt. Das Auftreten von alttertiären Meeresbildungen am Südrande der Nördlichen Kalkzone erscheint um so überraschender, als sonst innerhalb der Kalkzone selbst alttertiäre Bildungen nur in einer in das Unterinntal bis gegen Jenbach eingreifenden Bucht und in der Umgebung von Reichenhall zur Ablagerung gelangt sind. Ein isoliertes Vorkommen ähnlicher Art am Ostrande der Alpen stellen die von Toula entdeckten obereocänen Nummulitenkalke des Goldberges dar.

Vom Rhätikon bis zum Kaisergebirge wird der Grundtypus des Gebirgsbaues bezeichnet durch normale oder nordwärts überschobene Falten beziehungsweise durch aus dem energischen Emporpressen eines Faltenschenkels hervorgegangene, streichende Brüche. Östlich vom Kaisergebirge beschränkt sich dieser tektonische Grundtypus auf den nördlichen, an die Flyschzone anstoßenden Teil der Kalkzone. Diese einer Voralpenzone entsprechende Region besteht aus gefalteten Ketten, während für den Bau der südlichen oder Hochgebirgszone zumeist große Senkungsbrüche maßgebend sind. Es ist das Verdienst von Stur, auf die Kontinuität der gesamten Voralpenzone am Außenrande der Nördlichen Kalkalpen zuerst hingewiesen zu haben. Auch in Bezug auf die stratigraphische Entwicklung lassen beide Regionen Unterschiede erkennen, indem die Voralpenzone während einzelner Zeitabschnitte der Trias- und Jura-Epoche durch das lokale Auftreten küstennaher Sedimente (Lunzer Sandstein, Grestener Schichten) charakterisiert wird. In dem östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkzone erweist sich die durch das Hervortreten der tiefsten Triasglieder gekennzeichnete Aufbruchslinie Buchberg—Mariazell—Gußwerk—Admont als die tektonische Achse des Gebirges. Entlang dieser einer Zone der größten Zertrümmerung des Gebirges entsprechenden Linie stoßen in der Regel die Schichtglieder mit entgegengesetztem Fallen aneinander. In der nördlich anstoßenden Region verraten tiefgreifende Aufbrüche sowie die Leitlinien der Faltenzüge in der Voralpenzone in ihrem Verlaufe den stauenden Einfluß des gegenüberstehenden Süd-

[1]) Bei Liezen erreichen sie nur den Nordrand des letzteren.

randes der Böhmischen Masse. Zugleich verwandelt sich unter diesem Einflusse der sonst regelmäßige Faltenbau in Schuppenstruktur. Den Brüchen folgend sind die Gesteine der Gosauformation nicht selten dem Werfener Schiefer direkt aufgelagert. Die Entstehung der Hauptstörungen in den Nördlichen Kalkalpen fällt in die Kreidezeit, doch reicht bei einzelnen derselben, wie BITTNER gezeigt hat, die erste Anlage in noch ältere Epochen (Rhätische Stufe) zurück. Daß die Nördliche Kalkzone auch noch bedeutenden postcretacischen Bewegungen ausgesetzt war, wird durch die Lagerungsstörungen der Gosauschichten und durch die Existenz der Überschiebung an der Südgrenze der Flyschzone ersichtlich gemacht. Diese Überschiebung verläuft, wie E. v. MOJSISOVICS betont hat, unabhängig von den Stauungsbrüchen der Kalkzone, die den Konturen der Südspitze des Böhmischen Massivs folgen, aber, wie von PAUL für den Wienerwald gezeigt wurde, auch unabhängig von den Faltenzügen innerhalb der Flyschzone.

Die Faltungen innerhalb der Nördlichen Kalkzone weisen zumeist auf eine gegen N gerichtete Bewegung hin. Südwärts gerichtete Überschiebungen sind in der Regel auf den Südrand der Kalkzone (Stanserjoch nach ROTHPLETZ, Mürzschlucht bei Frein nach E. v. MOJSISOVICS, Südgehänge des Tennengebirges, der Haller Mauern bei Admont und der Hochschwabgruppe nach BITTNER) beschränkt. In den mittleren und nördlichen Teilen der Kalkzone treten sie nur ausnahmsweise auf (Horntal im Algäu nach F. v. RICHTHOFEN, Umgebung von Reutte nach NEUMAYR). Neben den Faltungen und den aus solchen hervorgegangenen Dislokationen spielen, insbesondere in der Hochgebirgszone östlich vom Kaisergebirge, echte Senkungsbrüche eine hervorragende Rolle. Auch einzelne, quer auf das Streichen der Zone verlaufende Störungen sind für den Bau des Gebirges von Bedeutung (Sigmoide am Inn bei Kufstein, Querbruch Strobl—Abtenau — St. Martin, Buchauer Querstörung, Transversallinie Scheibbs — Mariazell, Querbruch von Schwarzau).

Im Rhätikon tritt eine vollständige Umbiegung der Kalkzone aus dem normalen Streichen der Ostalpen in eine meridionale Streichrichtung ein. Nach den neueren Darstellungen von HEIM, TARNUZZER, STEINMANN, ROTHPLETZ u. a. vollzieht sich das Auftreten der Nördlichen Kalkzone in Graubünden unter sehr komplizierten, noch keineswegs hinreichend klar gestellten Verhältnissen. Die Kalkzone der Nordostschweiz scheint sich im Norden des Walensees zu gabeln. Während der eine Ast in NO-Richtung über den Säntis zum Bregenzer Wald zieht, streicht der zweite nach OSO ins Prättigau und tritt unter die Triasscholle des Rhätikon, die in vier Schuppen gelegt nach drei Seiten hin auf Gesteine von helvetischem Typus an ihren Rändern überschoben ist. Keinesfalls kann die Nördliche Kalkzone der Ostalpen trotz ähnlicher stratigraphischer Entwicklung als eine Fortsetzung der westalpinen Zone des Briançonnais betrachtet werden, da die letztere innerhalb der Region der Bündner Schiefer ebenso wie die Zone des Montblanc ausstreicht.

C. Die Zentralzone.

In keinem andern Teile der Ostalpen sind die Lücken in unserer tektonischen Kenntnis des Gebirges so empfindlich wie in der Zentralzone. Wenngleich unsere Studien nicht ausreichen, um die Einzelheiten des Baues dieser Zone mitzuteilen, so scheint doch zum mindesten das einfache Bild, das man sich früher von demselben gemacht hat, nicht zutreffend.

In der Struktur des westlichen Abschnittes der Zentralalpen treten mehrere Leitlinien in auffallender Weise hervor. Die erste ist die die Grenze gegen die Südliche Kalkzone bezeichnende Judicarien-Linie, die von Storo bis Meran fast geradlinig in NNO-Richtung tief in das Innere der Alpen eindringend verläuft, dann hakenförmig umbiegt und sich im Zusammenhange mit den Draubrüchen bis Lienz verfolgen läßt. Eine zweite Leitlinie ist angedeutet durch das tiefe Eingreifen triadischer Sedimente in der Scholle des Ortler und durch eine WO streichende Zone der jüngsten Gruppe der kristallinischen Schieferserie entlang dem Oberlauf der Etsch im Vintschgau. Diese Zone jüngerer Gesteine scheidet ein nördliches Verbreitungsgebiet altkristallinischer Bildungen (Zentralmassen der Silvretta und des Ötztales) von einem südlichen (Veltliner Hauptzug Staches).

Eine dritte Leitlinie wird bezeichnet durch einen Zug von Schiefergesteinen, der in Verbindung mit eingefalteten Triasstreifen im Passeiertale beginnt, über den Schneeberg bei Sterzing, den Brenner, durch das Schmirn- und Gerlostal ins Pinzgau zieht und wahrscheinlich mit der mesozoischen Scholle der Radstädter Tauern zusammenhängt. Wäre an Stelle der Denudationsrelikte eingefalteter oder an Grabenbrüchen versenkter Partien der mesozoischen Decke des kristallinischen Grundgebirges ein zusammenhängender Zug von Triasgesteinen vorhanden, so könnte man geradezu von einer inneralpinen Triaszone sprechen. Dieser Schieferzug trennt die Zentralmassen der Silvretta und des Ötztales sowie das deren Fortsetzung entsprechende Phyllitgebirge des unteren Zillertales und des Pinzgau von dem Hauptstamme der Zentralzone, dem die von der Mehrzahl der Beobachter gegenwärtig als jüngere Intrusivmassen aufgefaßten Gneisgranitkerne der Hohen Tauern angehören. In diesem Hauptstamme der Zentralzone macht sich östlich vom Großglockner eine OSO-Streichrichtung geltend. Die gleiche Streichrichtung beherrscht den Bau der Zentralmassen der Rauris, des Ankogel, der Bundschuhtäler und des Schladminger Massivs. Stur und Geyer haben gezeigt, daß die tektonische Achse der Tauernkette am Hohenwarth vor der Gneismasse des Bösenstein nach SO abschwenkt und sich in die früher als Steirische Masse bezeichnete Glimmerschieferregion der Lavanttaler Alpen fortsetzt. Es ergibt sich hieraus, daß der Hauptstamm der ostalpinen Zentralzone in seinem Streichen einen gegen N konvexen Bogen beschreibt, dessen Parallelismus mit den variscischen Bögen Mitteleuropas bemerkenswert erscheint.

Nördlich von diesem Bogen (Tauernbogen) läßt sich ein zweiter Zug

von Zentralmassen (Nordsteirischer Gneisbogen) verfolgen, der ein ganz anderes tektonisches Verhalten zeigt. Dieser Zug streicht in der Gneismasse des Bösenstein ebenfalls NW—SO bis in das Murtal zwischen St. Michael und Knittelfeld. In der Gegend von St. Michael aber wendet sich das Streichen, wie Vacek gezeigt hat, allmählich in die W—O-Richtung um und lenkt in der Gneismasse der Kleinalpe ebenso allmählich in eine NO-Richtung ein, so daß das Gebirge auf der Strecke Rottenmann—Bruck eine Bogenwendung von 90° durchmacht. Der Einfluß des Böhmischen Massivs macht sich in dieser Ablenkung des Gebirgsstreichens in gleicher Weise bemerkbar wie in dem stumpfwinkeligen Verlaufe der Stauungsbrüche in der Nördlichen Kalkzone, nur daß der Scheitel des Winkels in den Zentralalpen ein wenig gegen Osten verschoben erscheint.

Das NO-Streichen hält im Mürztaler Massiv und den Gneismassen der Cetischen Alpen (Wechsel) an. Mit dem gleichen Streichen setzt sich dieser Ast der Zentralzone durch das Leithagebirge und die Hainburger Berge in die Karpaten fort. Das karpatische Streichen macht sich in den Ostalpen bis St. Michael fühlbar.

Durch das Auseinandertreten der beiden Hauptäste der Zentralzone entsteht in der Gegend von Graz eine halbmondförmige Bucht, die von marinen paläozoischen Bildungen, hauptsächlich Silur und Devon, mit einer transgressiv aufgelagerten Scholle von Gosauschichten (Kainach) erfüllt ist. Die fortschreitenden Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Zentralzone haben gezeigt, daß die tieferen Glieder des Paläozoicums der Grazer Bucht weit über die letztere hinaus in das kristallinische Gebirge bis in die Gegend von Murau und Friesach eingreifen.

Es scheint, als ob die schraubenförmige Anordnung, in der die Ostalpen hinter den Westalpen hervortreten, sich in der Zentralzone der Ostalpen selbst noch einige Male wiederholen würde. Es sind gewissermaßen immer wieder neue Kulissen, die sich je weiter man nach O geht vorschieben und an den Nordrand der Zentralzone herantreten. Die Zone der Silvretta und des Ötztales wird zuerst in ihrer Stellung abgelöst durch den Tauernbogen. In diesem Bogen selbst aber tritt im Gebiet der Bundschuhtäler, wie aus Geyers Beobachtungen hervorgeht, die ursprünglich auf den südlichen Saum der Hohen Tauern beschränkte Glimmerschieferzone plötzlich gegen N vor und schneidet die Kalkphyllit-Entwicklung der Hohen Tauern und das Radstädter Triasgebiet im Osten ab. Die letzte Coulisse endlich ist der Nordsteirische Gneisbogen, der den Zusammenhang mit den kristallinischen Zentralmassen der Westkarpaten vermittelt.

Die Schieferhülle der Zentralzone enthält außer den hochkristallinischen, archaischen Gesteinen auch paläozoische Elemente, deren Alter durch glückliche Funde von Fossilien festgestellt werden konnte. Den seit lange bekannten versteinerungsführenden Vorkommen von Obersilur (Dienten, Eisenerz) Unterdevon (Eisenerz) und pflanzenführendem Obercarbon (Steinacher-

joch, Stangalpe, Wurmalpe, Semmering) reiht sich der Nachweis einer Vertretung des marinen Carbon im Veitschgraben (Obersteiermark) an.

Auch den mesozoischen Sedimenten fällt ein nicht unerheblicher Anteil an dem Aufbau der Zentralzone zu. Im Albula- und Bernina-Gebiet liegen eingefaltete Züge von Trias und Jura zwischen den kristallinischen Gesteinen. Eine ausgedehnte Triasscholle setzt die Gruppe der Münstertaler Alpen und einen Teil der Ortler Alpen mit dem Ortler zusammen. Dann folgen die eingefalteten Triaszüge zu beiden Seiten des Brenner. Den südlichsten dieser Faltenzüge bilden die von TELLER beschriebenen und als Denudationsreste ehemaliger Synklinalen gedeuteten Vorkommen triadischer Diploporenkalke am Penserjoch und im Villgrattner Gebirge. Östlich vom Zillertal sind innerhalb des Schieferzuges, der vom Schnalsertale über den Brenner ins Pinzgau streicht, mesozoische Sedimente bei Krimml nachgewiesen. An dem östlichen Ende dieses Schieferzuges lagert die ausgedehnte, aus Trias- und Juragesteinen zusammengesetzte, mesozoische Scholle der Radstädter Tauern. Das östlichste Vorkommen von Triasrelikten auf den Gesteinen der Zentralzone findet sich im Semmeringgebiete.

Eine besondere Bedeutung für die geologische Geschichte der Zentralzone gewinnt der den Nordrand des Beckens von Klagenfurt bildende Teil der letzteren, wo die dem kristallinischen Grundgebirge aufgelagerte, transgredierende Serie eine größere Reihe von Formationen als an irgend einer anderen Stelle in den Zentralalpen umfaßt. Hier liegt auf dem Grundgebirge bei Eberstein und St. Paul Trias, bei Guttaring und im unteren Lavanttal ein Stück der Gosauformation, im Krappfeld eine Scholle von marinem Eocän. Selbst das miocäne Meer ist noch in das Becken von Klagenfurt eingedrungen, wie das Vorkommen mariner Ablagerungen vom Alter der Grunder Schichten im Lavanttale beweist. Die mesozoischen und alttertiären Bildungen, die in der nördlichen Umrandung des Klagenfurter Beckens auf dem kristallinischen Grundgebirge liegen, sind noch in sehr intensiver Weise von tektonischen Bewegungen betroffen worden und liefern dadurch zwingende Argumente gegen eine Theorie, die in den Zentralalpen die Abwesenheit gebirgsbildender Vorgänge während der jungtertiären Faltungsphase in den äußeren Zonen der Ostalpen voraussetzt.

Nahe dem Südrande der Zentralzone verläuft ein allerdings vielfach unterbrochener Gürtel von granitisch-körnigen Eruptivmassen (zumeist Tonaliten). Ein Teil der Eruptivmassen dieses von SALOMON als „Periadriatischer Randbogen“ bezeichneten Gürtels steht auf der Judicarien-Linie selbst, so die Granite des Kreuzberges bei Meran, des Iffinger und der Brixener Masse, die übrigen, wie Adamello, Zinsnock, Rieserferner, die Tonalitgänge des Iseltales bei St. Johann und die Tonalitporphyrite des Polinik liegen noch innerhalb der Zentralzone. Als östliche Fortsetzung dieses Randbogens von Eruptivgesteinen betrachtet SALOMON die Tonalite von Eisenkappel, die Porphyritgänge von Prävali und die Granite des Bacher. Die räumliche Anordnung dieser Eruptivmassen entlang einer be-

stimmten tektonischen Linie spricht, wie schon LOWL und BECKE hervorhoben, für einen syngenetischen Verband derselben. Da die Tonalite des Adamello noch die mittlere Trias, die Porphyrite von Prävali den oberen Jura durchsetzen, im Adamellomassiv sogar die Tonalite in primärem Contakt mit den schon vor der Intrusion gefalteten mesozoischen Sedimenten des Passo Rossola stehen, so ergibt sich für die Intrusion der Eruptivbildungen des periadriatischen Randbogens ein frühestens cretacisches Alter.

Dagegen ist für die Zentralgneise der Hohen Tauern und die mit denselben verwandten Intrusivgesteine der Antholzer Masse (Masse von Brunneck), der Tschigatspitze bei Meran und des Kellerjoches bei Schwaz ein viel höheres Alter der Intrusionsepoche wahrscheinlich. Die Intrusion dieser Gesteine ist vermutlich vorcarbonisch oder mindestens vorpermisch, wie jene der granitischen Gesteine in der westalpinen Zone des Montblanc.

Ein der „Grauwackenzone“ im Sinne der älteren Geologen entsprechender zusammenhängender Zug paläozoischer Gesteine am Nordrande der Zentralzone ist nur zwischen Schwaz und Steinach im Ennstale nachgewiesen. Er trennt auf dieser Strecke das eine Fortsetzung der Zone Silvretta - Ötztaler Masse bezeichnende Phyllitgebirge des Pinzgau und den Nordrand der Schladminger Masse von dem südlichen Schichtenkopf der Nordkalkalpen. Dieser paläozoische Streifen des Kitzbüheler Übergangsgebirges wird nahe seinem Ostende von einem grabenartig eingesenkten Triasstreifen diagonal durchschnitten.

Der Zentralzone unmittelbar im W des Brenner schreibt FRECH einen symmetrischen Bau zu, indem er die Struktur der südlich von der Antiklinale des Brenner gelegenen Gebirgsteile auf das Vorherrschen großer nach Süden überschobener Falten zurückführt. Keinesfalls kann ein symmetrischer Bau für die Zentralzone überhaupt als Regel gelten. Östlich vom Brenner fehlt schon in dem Profil von ROTHPLETZ jeder Hinweis auf einen solchen. Auch die Aufnahmen von TELLER stehen mit einem solchen in Widerspruch, da sie den nach Süden blickenden Faltenstirnen der westlichsten Ausläufer der Tauern-Gneismasse und des Triaskalkzuges der Saile gegenüber noch eine nordwärts überschobene Falte in der Gneismasse von Brunneck erkennen lassen.

Die diskordante Auflagerung permischer Grödener Sandsteine und mariner Triaskalke über dem gefalteten, abradierten Grundgebirge gestattet an zahlreichen Stellen den Nachweis einer vortriadischen Gebirgsfaltung. Doch sind es Beobachtungen in einem außerhalb der Zentralzone gelegenen Gebiete, den Karnischen Alpen, welche es allein ermöglichen, die Zeit jener Gebirgsfaltung schärfer zu fixieren und die zeitliche Übereinstimmung der letzteren mit der Aufrichtung der variscischen Ketten Mitteleuropas zu erkennen. Spuren der variscischen Gebirgsfaltung liegen auch im Nordsteirischen Gneisbogen vor, wo obercarbonische Schichtenzüge in selbständiger Verbreitung über einem bereits gefalteten und abradierten Grundgebirge auftreten.

Innerhalb der Zentralzone nimmt die Intensität der Faltung gegen O ab. An die Stelle des komplizierten Faltenwurfes, der den südlichen Abhang der Hohen Tauern charakterisiert, ist schon im sogenannten steirischen Massiv ein einfacher Gewölbebau getreten. Diese Abnahme in der Intensität der Faltung findet auch in den hypsometrischen Verhältnissen einen Ausdruck. Gleichwohl tauchen die Alpen gegen Osten unter die Pannonische Tiefebene keineswegs mit langen, gegen dieselbe allmählich auslaufenden Falten ab, sondern werden von scharfen Einbruchsrändern begrenzt. Die Flyschzone und die nördliche Kalkzone schneiden gegen das inneralpine Becken von Wien mit einer Störungslinie ab, deren Verlauf durch eine Reihe von Thermen bezeichnet wird. In die Zentralzone greifen von Osten die beiden kesselförmigen Einbrüche von Ödenburg und Graz, getrennt durch den kristallinischen Sporn von Güns. Am Rande des Kesselbruches von Ödenburg liegen die Basaltvorkommen von Landsee und Pullendorf. In dem Kesselbruch von Graz folgt eine Anzahl vulkanischer Eruptionsstellen der Sehne des Bogens. Diese Vulkane sind jünger als jene des vicentinischen Tertiärgebietes in den Südalpen. Die Dislokationsspalte, auf der sie stehen, ist ihrerseits jünger als der Randbruch der Grazer Bucht. Die Trachyte fallen in das obere Miocän. Die Basalte sind von dem Alter der Congerienschichten und des Belvedereschotters.

In dem ganzen Gebiete der Einbrüche am Ostrande der Alpen, von Wien bis zum Bachergebirge, fehlen miocäne Meeresbildungen, die man den Horner Schichten des außeralpinen Beckens von Wien gleichstellen könnte. Die Anlagerung an den Bruchrand beginnt in der Regel mit Süßwasserbildungen vom Alter der Braunkohlen von Pitten und Eibiswald. Über diesen noch von jüngeren Gebirgsstörungen lokal betroffenen Ablagerungen liegen erst in meist flacher, nahezu horizontaler Lagerung die marinen Sedimente des mediterranen Miocäns. Die Einbrüche am Ostrande der Alpen fallen demnach in das untere Miocän.

Daß die Zentralzone zu jener Zeit bereits als Gebirge über ihre Umgebung aufragte, wird durch die Verbreitung von miocänen pflanzenführenden Schichten entlang Erosionslinien bewiesen, die zur Rekonstruktion des ehemaligen Talsystems der Zentralalpen zu führen geeignet sind.

Südlich vom Bachergebirge sind keine kesselförmigen Einbrüche mehr vorhanden. Die marinen Ablagerungen des Miocäns sind gefaltet, aber die Falten setzen sich, ohne abzubrechen, weit in die Ebene fort und erlöschen allmählich innerhalb derselben. Nördlich vom Bacher stellt der heutige Gebirgsrand zugleich im großen Ganzen das Ufer des Miocänmeeres dar. Südlich vom Bacher sind noch über weite Strecken Absätze desselben Miocänmeeres in jüngere alpine Faltungen einbezogen worden.

D. Der Drauzug.

Zwischen die südliche Kalkzone und die Zentralzone schaltet sich östlich von Innichen in Tirol ein langgestreckter, geradlinig verlaufender

Gebirgsstreifen ein, der sich in WO beziehungsweise WNW—OSO-Richtung bis gegen Warasdin in Kroatien verfolgen läßt. SUESS hat die Bedeutung dieses Drauzuges als eines selbständigen tektonischen Gliedes der Ostalpen zuerst gewürdigt. Der Drauzug ist ausgezeichnet durch seine geradlinige Streichrichtung, sehr gestörte Lagerungsverhältnisse, große Mannigfaltigkeit des Baues, indem fast alle geschichteten Formationen, die man innerhalb der Ostalpen kennt, hier in mariner Entwicklung vertreten sind, und durch ein Zusammentreffen der nord- und südalpinen Ausbildung innerhalb der mesozoischen Formationen.

Tektonisch besteht der Drauzug aus zwei durch eine Aufbruchszone älterer Gesteine (kristallinische Schiefer des Gailtales und von Eisenkappel) getrennten Zügen. Der nördliche, der aus Trias- und Juragesteinen von nordalpinem Typus besteht, bildet die Lienzer Gruppe, die Kette Reißkofel—Dobratsch und östlich von der Gail eine Aufeinanderfolge von durch Quertäler getrennten, dem Hauptkamme der Karawanken gegen Norden vorgelagerten Bergmassen (Gerlouz, Matzen, Obir, Petzen, Ursulaberg).[1] In dem südlichen Zuge, der die Karnische Kette und den Hauptkamm der Karawanken (Stou—Koschutazug) bildet, spielen neben der Trias, deren obere Abteilung (insbesondere die Gruppe der Raibler Schichten) die den Südalpen eigentümliche Ausbildung zeigt, paläozoische marine Sedimente, Silur, Devon, Carbon und Perm eine hervorragende Rolle. Zwischen den obercarbonischen Fusulinenkalken, die an der Krone (nördlich von Pontafel) mit pflanzenführenden Schiefern vom Alter der Ottweiler Schichten wechsellagern, und allen älteren Bildungen verläuft eine große Diskordanz. Die obercarbonische Transgression in den Ostalpen, der eine Phase intensiver Gebirgsfaltung voranging, fällt zeitlich zusammen mit der obercarbonischen Transgression über den variscischen Falten in Mitteleuropa.

Eine zweite Phase intensiver Gebirgsstörungen wird hier ebenso wie in der Nördlichen Kalkzone markiert durch das Übergreifen transgredierender Gosauschichten aus deren inneralpinem Verbreitungsgebiet an den Rand des Bruches St. Rochus—Raßwald, an dem die mesozoischen Falten der Ostkarawanken abgeschnitten werden, bevor sie das Bachergebirge erreichen. TELLER hat gezeigt, daß die Bildung des Senkungsfeldes von Windischgraz zwischen jener Bruchlinie und dem Bacher jünger ist als die oberjurassischen

[1] Eine von der hier vorgetragenen durchaus abweichende Auffassung der tektonischen Stellung dieses nördlichen Abschnittes des Drauzuges vertritt E. HAUG (Annales de géographie, Vol. V, 1895/96, S. 166—178). Er betrachtet denselben (Zone du Gailtal) als eine Art südlichen Gegenflügels der Nördlichen Kalkzone, als eine direkte Fortsetzung der äußeren Falten der Nordkalkalpen, die die Zentralzone der Ostalpen auf drei Seiten vollständig umgeben und von der westalpinen Zone des Monte Rosa abtrennen. Die Unhaltbarkeit dieser Hypothese ergibt sich am deutlichsten aus der Thatsache, daß zwischen dem Ortler und der Trias des Penser Joches, gerade innerhalb jener Region, wo das Umschwenken der Falten aus dem bündnerischen Triasgebiet in die „Zone du Gailtal“ stattfinden sollte, der Zusammenhang vollständig unterbrochen und selbst der Talzug des Vintschgau durchaus in kristallinische Bildungen eingeschnitten ist.

Aptychenschichten, aber älter als die Gosauformation, geradeso wie die großen Stauungsbrüche der Nordalpen.

Die nördliche mesozoische Zone des Drauzuges besteht im Gailtaler Gebirge, wie GEYER gezeigt hat, aus einem System nordwärts überschobener Falten. Auch in den nördlichen Vorlagen der Karawanken ist in einzelnen Profilen (Ober-Vellach) eine vollständige Überstürzung der gesamten Schichtreihe nach Norden zu beobachten. Das hervorstechendste Moment im Bau der südlichen Zone des Drauzuges sind tiefgreifende Längsbrüche, doch ist auch diese Zone sowohl in der Karnischen Hauptkette als in dem Zuge der Koschuta durch steile Auffaltung des Schichtenmaterials und durch eine Tendenz zu Überkippungen und Überschiebungen in N charakterisiert. Die paläozoische Aufbruchszone des Seeberges am Südrande des Koschutazuges wird noch von der ebenfalls unter dem Einflusse von nordwärts vordrängenden Druckrichtungen stehenden Triasscholle der Steiner Alpen überschoben. Die zwischen den Längsbrüchen eingeschlossenen paläozoischen Schollen sind in der Karnischen Hauptkette breiter angelegt, in den Karawanken hingegen zumeist in schmale Streifen und Aufbrüche zusammengeschnürt.

Weder der nördliche mesozoische Außenwall der Karawanken, noch der durch jüngere Tonalitintrusionen versteifte kristallinische Aufbruch von Eisenkappel erreichen den Rand des Bachergebirges. Nur die Fortsetzung des Koschutazuges läßt sich in den von carbonischen Aufbrüchen durchsetzten Triasfalten des Weitensteiner und Gonobitzer Gebirges und der Wotschgruppe bis zum Dreikönigsberge im kroatischen Tiefland verfolgen. Die mesozoischen Falten des Drauzuges reduzieren sich südöstlich vom Bacher auf schmale Kämme zwischen mächtigen Falten von Tertiärbildungen. Das gesamte Miocän mit Einschluß der sarmatischen Stufe ist noch von intensiven Faltungen betroffen worden. Doch ist die Bildung der großen, für die Struktur des Terrains maßgebenden Längsbrüche bereits der Ablagerung des marinen Oligocän und der oberoligocänen Binnenbildungen (Sotzkaschichten) vorausgegangen.

Den Südrand des Drauzuges bezeichnet eine durch klippenförmige Aufbrüche des Grundgebirges aus den steil aufgerichteten Tertiärschichten, durch mächtige Ergüsse andesitischer Laven am Beginne der Miocänzeit und das Auftreten von Thermen und Säuerlingen markierte Störungszone, die in ihrem Verlaufe eine auffallende Abhängigkeit vom Bacherrande erkennen läßt und einen gegen S konvexen, flachen Bogen beschreibt. In dem östlichen Abschnitte dieser Dislokationszone (Donatibruchlinie) sind südwärts gerichtete Überschiebungen der Schichtfolge nachweisbar.

E. Die Südliche Kalkzone.

Während der Nordrand der Ostalpen eine einheitliche, im Relief des Gebirges deutlich hervortretende Linie bildet, ist für den Umriß des südlichen Randes keineswegs der Verlauf der Gebirgsfalten bestimmend. Nur auf der Strecke vom Lago Maggiore bis Este folgt der Rand der Südlichen

Kalkzone gegen die Poebene dem Streichen der Faltenzüge. Für den Bau der aus Gesteinen der Trias-, Jura- und Kreideformation bestehenden Zone sind auf dieser Strecke südwärts geneigte Falten beziehungsweise aus solchen hervorgegangene Überschiebungen der im großen ganzen nur mäßig gefalteten Sedimentdecke maßgebend.

Entlang der Judicarienlinie greift die Südliche Kalkzone tief in das Innere der Ostalpen nach Norden ein. Gleichzeitig tritt der Südrand der Zone zwischen dem Cap San Vigilio am Gardasee und Battaglia noch ein Stück nach SO vor. Das Streichen der Falten folgt innerhalb der Etschbucht der Judicarienlinie. Ostwärts, gegen die adriatische Senkung überschobene Falten und mit solchen kombinierte Überschiebungsbrüche beherrschen, wie Bittner und Vacek gezeigt haben, die Struktur des Etschbuchtgebirges. In dem durch die Linien Verona—Battaglia und Battaglia—Schio gegen die Ebene abgegrenzten Dreieck kreuzen sich die im judicarischen Sinne streichenden Querbrüche mit breiten Falten, die dem Gebirgsrande zwischen Verona und Battaglia parallel laufen. Übergänge der judicarischen Falten und Brüche in Falten des letzteren Systems sind am Südabhange des Monte Baldo und im Zuge des Monte Pastello beobachtet worden. In beiden Fällen biegen Kniefalten der judicarischen Richtung — die erstere an ihrem südlichen, die zweite an ihrem nördlichen Ende — bogenförmig in W—O streichende, gegen S überschobene Falten um. Zugleich treten die judicarischen Querbrüche gegen O fächerförmig auseinander, so daß der NW—SO streichende Abbruch des vicentinischen Gebirges gegen die Ebene entlang der noch tief in das Triasgebiet von Recoaro eingreifenden Störungslinie Battaglia—Schio das äußerste Glied dieses Fächers darstellt.

Es hat den Anschein, als wäre dieses aus SW bis SO streichenden Brüchen und W bis WNW streichenden Falten bestehende Bündel das Fragment eines selbständigen, ähnlich dem Jura von dem Hauptstamme der Alpen abgeirrten Zweiges. Die Verschiedenheit der Gesteine des Monte Conero bei Ancona und des Gargano in Apulien vom Apennin legt, wie Suess betont hat, eine Antwort auf die Frage nahe, wo eventuell weitere Reste dieses Zweiges zu suchen wären.

In diesem einer Faltungsregion entsprechenden Teile der Südlichen Kalkzone herrscht eine durch keinerlei auf Gebirgsbildung hinweisende Diskordanz getrennte kontinuierliche Entwicklung der mesozoischen und Tertiärbildungen vor. Weder innerhalb der Kreideserie noch zwischen dieser und dem in den vicentinischen Alpen eine bedeutende Verbreitung und Mächtigkeit erreichenden Tertiär ist eine solche Diskordanz erkennbar. Gerade die Lagerung der Tertiärbildungen lehrt vielmehr, daß innerhalb des ganzen Gebietes zwischen Vicenza und Trient während der älteren Tertiärzeit noch kein Gebirge bestanden haben kann, da die vicentinischen Lavaströme ungehindert den Orto d'Abramo bei Trient erreichen konnten, wo sie heute durch die jüngere miocäne Gebirgsfaltung in ein um mehr als 1000 *m* höheres Niveau emporgetragen erscheinen.

Wo das mesozoische Gebirge der Etschbucht zwischen den beiden kristallinischen Massen des Adamello im W und der Cima d'Asta im O eingeschnürt ist, da erweist sich seine Struktur, wie Bittner und Vacek in überzeugender Weise dargelegt haben, abhängig von diesen beiden Stauungshindernissen. Der Faltenwurf des Etschbuchtgebirges folgt der tektonischen Regel, daß die Falten stets nach der dem Stauungshindernisse abgewendeten Seite überkippt sind. Die stärkste Intensität entwickelt der Faltenwurf, der von der Seite des Adamellomassivs ausging und dem die im judicarischen Sinne streichenden Falten und Überschiebungsbrüche entsprechen.

Östlich von der Etschbucht treten mit der Wiederaufnahme der normalen Streichrichtung in der Südlichen Kalkzone andere Verhältnisse ein. Die mesozoischen Faltenzüge der Etschbucht werden im Osten begrenzt durch das Hervortreten ihrer natürlichen Unterlage, des Porphyrschildes von Bozen. Diese Platte von permischem Porphyr, die sich tektonisch wie ein Sedimentärgestein verhält, bildet eine von zahlreichen Verwerfungen betroffene Scholle von flach muldenförmiger Lagerung, die im Norden und Süden von kristallinischen Schiefer- und Eruptivgesteinen unterteuft wird. Der nördliche Schichtkopf ist das durch die Brixener Granitmasse von den Zentralalpen tektonisch getrennte Phyllitgebiet von Klausen, der südliche ist das Massiv der Cima d'Asta mit einem Kern von Granit, dessen Intrusion aller Wahrscheinlichkeit nach zeitlich nicht zusammenfällt mit jener der periadriatischen granitisch-körnigen Massen, sondern der Ablagerung der permischen Verrucano-Conglomerate vorausging.

Das wiederholte, auf lange Strecken anhaltende Auftauchen von archäischen Bildungen mitten aus dem umgebenden mesozoischen Gebirge, wie in den kristallinischen Inseln des Monte Muffeto und der Cima d'Asta, bezeichnet einen der auffallendsten Unterschiede in der Struktur der Nördlichen und Südlichen Kalkzone. Ein zweiter, kaum weniger bemerkenswerter Unterschied liegt in dem wiederholten Hervorbrechen mächtiger Eruptivmassen innerhalb der Südlichen Kalkalpen.

Nach Osten tauchen sowohl der kristallinische Schichtenkopf der Cima d'Asta als der Schild des Quarzporphyrs von Bozen unter die zumeist in schwebender Lagerung aufruhenden Triaskalkmassen hinab, die, mit den gleichalterigen Tuff- und Schiefergesteinen wechselnd, das durch die Mannigfaltigkeit heteropischer Bildungen bemerkenswerte Gebiet der Dolomite von Südtirol zusammensetzen. Dieses Südosttirolische Hochland und dessen östliche Fortsetzung bis zu den Julischen Alpen trägt mehr den Charakter eines von Senkungsbrüchen betroffenen, nur wenig gefalteten Schollenlandes als einer Region intensiver Faltung. Vereinzelte südwärts gerichtete Überschiebungen, wie sie Salomon an der Marmolata nachgewiesen hat, vermögen diesen Grundzug in dem tektonischen Gesamtbilde nicht zu verwischen.

Der Schichtkopf der Cima d'Asta endet südwärts an einem großen, gegen Süden gerichteten Überschiebungsbruch (Val Suganalinie). Zwischen der Val Suganalinie und der Venetianischen Ebene liegt eine Faltungszone, deren Struktur bestimmt wird durch südwärts überschlagene Falten und aus solchen hervorgegangene Überschiebungsbrüche. Doch entspricht der Umriß der Venetianischen Ebene im Osten der Marostica, wo ein Längsbruch die vollständige Wiederholung der Schichtfolge veranlaßt, keineswegs einem natürlichen Rande des Gebirges. Östlich vom Cordevole-Durchbruch übernimmt die Belluno—Isonzolinie die Rolle einer Scheide zwischen der nördlichen, nur mäßig gefalteten Schollenregion und der südlichen, an Breite erheblich reduzierten Faltungszone.

Die der Venetianischen Streichrichtung folgenden Val Suganabrüche gehen nach W nicht über den SW-Rand des Astamassivs hinaus. Wohl aber überschreitet eine der WO streichenden Falten das Etschtal und biegt in der Welle des Monte Bastornada bogenförmig in die judicarische NNO-Richtung um, so daß durch diese Welle ein unmittelbarer Anschluß der judicarischen Faltungszone an jene der Val Sugana und der Venetianischen Voralpen hergestellt erscheint.

Obere Kreide und Eocän sind zumeist auf die judicarisch-Venetianische Faltungszone beschränkt, während innerhalb des südosttirolischen Schollengebietes nördlich von der Val Suganalinie und der Tagliamentoflexur nur ein isoliertes Vorkommen von mutmaßlich obercretacischen Conglomeraten (Col Becchei) bekannt ist. Es kann daher auch der direkte Nachweis für ein höheres Alter der Verwerfungsbrüche des Südtirolischen Hochlandes gegenüber den Faltungen der Lessinischen und der Belluneser Alpen, das E. v. Mojsisovics auf Grund der tektonischen Verschiedenheit beider Gebirgsteile vermutet, nicht erbracht werden. Doch haben Teller und Bittner für den östlichen Abschnitt des Hauptstammes der Südlichen Kalkzone gezeigt, daß erhebliche Lagerungsstörungen des älteren Gebirges der Ablagerung des Oligocäns vorausgegangen sind.

Dieser durch das Vorherrschen von Brüchen und durch ein wohl mit der Entwicklung außergewöhnlich mächtiger Massen von Triasdolomit und Dachsteinkalk zusammenhängendes Zurücktreten der Faltungen ausgezeichnete Hauptstamm der Südlichen Kalkzone wird im Osten durch das Einbruchsfeld von Laibach unterbrochen. Er wird jenseits desselben durch die an ihrem Nord- und Südrande nach entgegengesetzter Richtung gefaltete Schichtentafel der Steiner Alpen, die nach S in mehreren Staffeln abbricht, und durch eine Reihe WO streichender Faltenzüge fortgesetzt, von denen einzelne sich weit in die kroatische Ebene erstrecken. Diese Parallelzüge bestehen aus steil gestellten, enge gedrängten Falten obercarbonischer und triadischer Gesteine, die durch Tertiärbuchten von einander getrennt werden und nach Osten in gefalteten jungtertiären Bildungen ausstreichen. Man darf diese von Stache als Gebirgssystem der Save bezeichnete Faltungsregion nicht als ein Gegenstück zu der westlichen Faltungszone im S

der Val-Suganalinie betrachten. Die wahre tektonische Fortsetzung der letzteren stellen vielmehr die Dinarischen Ketten des Karstlandes mit ihrer ununterbrochenen Aufeinanderfolge von Kreide- und Eocänbildungen dar, während in den Falten des Savesystems Kreide- und Eocänbildungen vollständig fehlen.

In dem östlichen, aus WO streichenden Falten zusammengesetzten Abschnitte der Südlichen Kalkzone sind drei Phasen gebirgsbildender Bewegungen deutlich erkennbar. Große Brüche und Schollensenkungen, die die Grundlage für die Struktur des Gebirges abgaben, eröffneten den Raum für das Übergreifen oligocäner Meeresbildungen. Mit der Bildung neuer Bruchspalten erfolgte am Beginne der Miocänzeit die Eruption großer Massen von andesitischen Laven. Intensive faltende Bewegungen trafen endlich die gesamte Schichtreihe mit Einschluß der sarmatischen Stufe während der jüngsten Epoche des Tertiärs.

Als ein Glied der Südlichen Kalkzone sind wohl auch die kroatisch-slavonischen Inselgebirge anzusehen, die in vereinzelten Denudationsresten aus den Tertiär- und Diluvialablagerungen des Tieflandes zwischen der unteren Drau und Save hervortreten. Diese Inselgebirge schieben sich keilförmig in die Gabel ein, die durch das Auseinandertreten des Drauzuges und des im gleichen Sinne streichenden Hauptstammes der Südlichen Kalkzone einerseits und der Dinarischen Faltungen bis zum Tertiärbecken von Rann anderseits entsteht. Sie besitzen dieselbe Zusammensetzung wie die benachbarten Teile der ostalpinen Zentralzone und sind, von älteren Faltungen abgesehen, zugleich mit der Dinarischen Region noch einmal von gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen worden, die selbst noch die pontischen Congerienschichten aufgerichtet haben. Der Einfluß dieser Inselgebirge auf die Entwicklung der bosnischen Flyschzone ist ebenso deutlich ausgeprägt wie jener des Bachermassivs auf die Anordnung der tektonischen Grundlinien des Drauzuges an seinem Südrande.

F. Das System der Dinarischen Falten.

Schon zwischen Cap San Vigilio am Gardasee und Battaglia entfernt sich der Rand der Südlichen Kalkzone immer mehr von den Alpen und geht in eine Linie über, die bereits dem dinarischen Streichen entspricht. Von Schio bis Gemona ist die Grenze des Gebirges gegen die Venetianische Ebene ein Bruchrand. An das Bruchfeld treten von Osten her die Dinarischen Falten des Karstes heran, dessen System demnach der wahre Untergrund der Venetianischen Ebene angehört. Aber auch in die Südliche Kalkzone selbst greifen die Dinarischen Falten südlich von der Isonzolinie ein. Dieser Linie gegenüber, die als eine wahre „Frattura periadriatica" aus der Region des Val Sugana bis an den Südabhang des Dachsteinkalkgebirges der Julischen Alpen sich verfolgen läßt, nehmen die Venetianische Faltungszone im W des Tagliamento und die Hochkarststufe des Tarnowaner, Birnbaumer und Schneeberger Waldes die gleiche tektonische

Position ein. Beide gehen durch die aus der südöstlichen allmählich in eine O—W-Richtung umbiegenden Faltenzüge des Monte Matajur und Monte Bernadia in einander über. Es ist infolgedessen nicht möglich, eine Grenze zwischen den Dinarischen Ketten und der Südlichen Kalkzone der Ostalpen mit Rücksicht auf ihre Struktur zu ermitteln. Beide sind miteinander ebenso innig verbunden, wie die ostalpine Flyschzone mit den Kalkalpen der Nordostschweiz.

Die axiale Hauptzone des Dinarischen Faltensystems bildet das triadische Plateau von Innerkrain an dem SO-Rande des Einbruchskessels von Laibach, als dessen südöstliche Fortsetzung sich die bosnische Kalkzone mit ihren gewölbeförmigen paläozoischen Aufbrüchen darstellt. Erscheinungen einer intensiven Faltung sind wenigstens in dem mittleren, flach gespannten Teile der Wölbung abwesend und auf die zerknitterten Schenkel beschränkt. An diese mittlere, vorwiegend aus triadischen Gesteinen bestehende Region schließt sich entlang der Küste des Adriatischen Meeres ein zumeist aus Kreide und alttertiären Schichten gebautes Gebiet, dessen Struktur durch schiefe, nach SW gegen die Adria hin übergeneigte Falten und aus solchen hervorgegangene Überschiebungen beherrscht wird. Das Maß der Überschiebungen ist ein sehr wechselndes. In einzelnen Teilen des dalmatinischen Küstengebirges herrscht eine wahre Schuppenstruktur. Selbst das Auftreten von echten Deckschollen ist stellenweise (z. B. von Kerner in der Umgebung von Traú) beobachtet worden.

Auch in der bosnischen Kalkzone, deren Falten bereits durchaus das dinarische Streichen zeigen, lassen sich in gleicher Weise wie in der Südlichen Kalkzone östlich von der Etschbucht zwei verschiedene tektonische Elemente unterscheiden: eine Zone von paläozoischen, Trias- und Juragesteinen mit einem Kern von Quarzphylliten (Bosnisches Erzgebirge), die in der Faltung nicht ausgeschlossen ist, aber doch gegenüber den Senkungsbrüchen als der herrschenden Störungsform zurücktritt, und eine zweite, die adriatische Küste begleitende Zone, vorwiegend aus Kreidekalken, eocänen Nummulitenkalken und Flysch bestehend, die in knieförmige, gegen SW übergeneigte Falten im Karstgebiete des Küstenlandes gelegt sind.

Das tektonische Bild der in den Körper der Ostalpen eintretenden und einen integrierenden Bestandteil derselben bildenden Dinarischen Faltungen wäre jedoch unvollständig ohne den Hinweis auf die Entwicklung einer neuen, tektonisch selbständigen Zone, die östlich von Karlstadt aus den Neogenablagerungen des Savetales auftaucht und die bosnische Kalkzone an ihrem Nord- beziehungsweise Nordostrande ebenso regelmäßig umsäumt wie die nordalpine Flyschzone die Nördliche Kalkzone der Ostalpen. Es ist die Bosnische Flyschzone, in der Kreide und Alttertiär in Flyschfacies vertreten erscheinen. Die sehr unregelmäßige Grenze zwischen der Kalk- und Flyschzone ist stets durch eine steile Aufrichtung oder selbst Überschiebung des Kalkgebirges bezeichnet. Auch verläuft diese Grenze unabhängig von der Richtung der Dinarischen Falten. Innerhalb der Flysch-

zone selbst lassen häufige Wiederholungen der Schichtfolge auf intensive nordwärts gerichtete Faltungen schließen.

Marine Neogenbildungen treten aus dem Pannonischen Tertiärbecken nicht in das System der Dinarischen Falten ein. Das ganze Gebiet der Dinarischen Falten war bereits zur Miocänzeit Festland, in dem jüngere Tertiärbildungen, wahrscheinlich Äquivalente der Lignite von Pitten und der sarmatischen Stufe, nur als Süßwasserablagerungen in Talrinnen und Becken erscheinen, die mit dem gegenwärtigen Relief übereinstimmen. Auch ein Teil des heute von der Adria eingenommenen Gebietes war noch während der Miocänepoche festes Land und wurde vielleicht erst während der Pleistocänzeit durch Einbrüche unter den Meeresspiegel versenkt.

Die Faltungen in der dinarischen Richtung haben noch in einer Phase der Tertiärzeit fortgedauert, die in vielen anderen Teilen der Ostalpen nur durch horizontal liegende Bildungen repräsentiert wird. Am Rande der bosnischen Flyschzone haben noch die Congerienschichten der pontischen Stufe, in West-Slavonien sogar die Paludinenschichten an den tektonischen Störungen teilgenommen.

Schluß.

Aus der vorangehenden Übersicht über die Struktur der Ostalpen lassen sich die nachfolgenden Grundlinien in dem Bauplane der letzteren erkennen.

Die Ostalpen bestehen aus mehreren Zügen, die gegen Osten fächerförmig auseinandertreten. Der erste dieser Züge umfaßt die Flyschzone, die zugleich eine ununterbrochene Verbindung mit den Westalpen vermittelt, die Nördliche Kalkzone und jenen Ast der kristallinischen Zentralzone, der vom Bösenstein über St. Michael, die Gneismassen der Kleinalpe, des Mürztales und der Cetischen Alpen zum Leithagebirge zieht. Dieser Zug steht unter dem Einflusse der Böhmischen Masse. Seine Fortsetzung bildet der karpatische Bogen. Der zweite Zug entspricht dem Hauptstamme der Zentralalpen. Er beschreibt ein den variscischen Gebirgsbögen Mitteleuropas paralleles Bogenstück mit nordwärts gerichteter Konvexität. Eine Zone von granitisch-körnigen Eruptivgesteinen, die keinesfalls älter sind als die mittlere Trias, scheint diesen Bogen an seiner Innenseite zu begleiten. Es folgt der Drauzug, dessen Faltungen gleichfalls noch eine vorwiegend nordwärts gerichtete Bewegung des Gebirges verraten. Der letzte Zug, die Südliche Kalkzone umfassend, bildet die Wurzel des Systems der Dinarischen Falten. Dieser Zug mit seinen gegen die Adria, nach SW, S und SO gerichteten Faltungen nimmt infolgedessen eine sehr selbständige Stellung im Bau der Alpen ein. Man kann daher Haug[1]) kaum Unrecht geben, wenn er sich aus tektonischen Gründen für eine Dreiteilung der Alpen ausspricht und jede der beiden großen Hauptabteilungen der Ostalpen: Nordalpen und Südalpen — die letzteren in dem ungefähren Umfange der Südlichen Kalkzone

[1]) E. Haug. Annales de géographie, 5. année, Nr. 90, 1896, S. 167.

und mit Ausschluß des Drauzuges — den Westalpen als ein tektonisch gleichwertiges Element gegenüberstellt.

Eine bestimmte geometrische Anordnung ist in diesem Netz von Strukturlinien nirgends erkennbar.

Je größer die Fortschritte sind, die sich im Laufe der Jahre in unserer Erkenntnis der Struktur der Alpen vollzogen haben, desto schwieriger gestaltet sich das Problem der Gebirgsbildung, desto weniger will es gelingen, die komplizierten Verhältnisse auf eine einfache Grundformel zurückzuführen. Das Problem ist umso schwieriger geworden, als sich immer klarer die Notwendigkeit herausstellt, das historische Moment bei der Frage nach der Entstehung der Gebirge in viel höherem Maße zu berücksichtigen, als dies früher geboten schien. Man hat nicht nur gelernt, daß die Entstehung der Ostalpen, die die Pioniere der Alpengeologie ausschließlich in die jüngere Tertiärzeit zu verlegen geneigt waren, kein vereinzelter, auf einen bestimmten engbegrenzten Zeitpunkt in der Erdgeschichte konzentrierter Akt war, sondern daß lange dauernde Perioden einer bald rascher, bald langsamer vor sich gehenden Gebirgsbildung mit Zeiträumen der Ruhe, mit Phasen unterbrochener Faltung wechselten. Es hat sich ferner gezeigt, daß verschiedene Teile der Ostalpen selbst sich den faltenden Bewegungen gegenüber während der einzelnen Faltungsphasen verschieden verhielten, daß manche Elemente, die eine intensive vorcretacische Faltung erlitten hatten, von tertiären Bewegungen sich minder stark beeinflußt erweisen als ihre Umgebung, der gegenüber sie gewissermaßen die Rolle alter Massen spielen, daß endlich für die jüngeren Falten häufig nicht der Verlauf der älteren Faltungen, sondern deren durch Brüche oder durch die Erosion bestimmter Umriß maßgebend ist. Beispiele für die hier erörterten Fälle sind in den Spezialabschnitten über die einzelnen Zonen der Ostalpen in genügender Zahl zu finden. Auf solche Elemente in der Struktur der Ostalpen, die während verschiedener Phasen der Gebirgsbildung ein verschiedenes tektonisches Verhalten gezeigt haben und die ich als Elemente gemischten Charakters bezeichnet habe, ist am Schlusse des fünften Abschnittes hingewiesen worden. Als eines der ausgezeichnetsten Beispiele kann die Scholle des vicentinischen Triasgebirges (Recoaro, Tretto) gelten, dessen Grundgebirge nach Tornquists Darstellungen schon zur paläozoischen Zeit den Südalpen als ein fremdes, horstartig verfestigtes Massiv gegenüberstand und das erst durch die tertiäre Faltung an die Südliche Kalkzone angeschweißt wurde, ohne dadurch seine Eigenart den übrigen alpinen Gebieten gegenüber vollständig aufzugeben. Auch von der Wahrscheinlichkeit eines allmählichen Überganges der Zentralalpen in die alte Masse, die nach L. v. Lóczy den Untergrund der Ungarischen Ebene bildet, durch Austönung der Faltungen ist schon früher die Rede gewesen. Selbst jene beiden Grundelemente der Struktur der Erdkruste, die wir uns als die schroffsten Gegensätze vorzustellen gewohnt sind, wie alte Massive und junge Faltengebirge trennen sich nicht immer so scharf, als es die Theorie wünschen möchte.

In den Kettengebirgen selbst spielen manche Elemente zu Zeiten die Rolle der ersteren. Gelegentlich verschwimmen beide ohne deutliche Grenzen ineinander. Die Natur ist eben viel zu mannigfaltig, als daß es möglich wäre, dieser Mannigfaltigkeit durch eine formalistische Einschachtelung aller Erscheinungen in bestimmte, scharf getrennte Kategorien gerecht zu werden. Unsere Definitionen passen, streng genommen, nur auf die am schärfsten ausgeprägten Typen, während uns die Wirklichkeit gar mannigfache Übergänge von solchen zu anderen, nahestehenden zeigt.

Innerhalb der Ostalpen selbst wechseln Regionen intensiver Faltung mit solchen, deren Bau vorwiegend durch Verwerfungsbrüche und nicht durch Faltungen bestimmt wird. Der Kontrast des Voralpenzuges mit dem Kalkhochgebirge der Nördlichen Kalkzone, jener des Südosttirolischen Hochlandes mit der Venetianischen Faltungszone, der Steiner Alpen mit den Karawanken und dem Savesystem sind bekannt. An der einen Stelle überwiegen Dislokationen, die aus einer tangentialen Bewegung hervorgehen, an einer anderen solche, die sich auf eine radiale Bewegung zurückführen lassen. Beide Arten von Bewegungen aber sind innig mit einander verbunden und lösen sich gegenseitig ab. Eine Antiklinalfalte kann sich ebensogut in einem Wechsel als in einem Senkungsbruch auslösen. Faltungen treten vielfach als sekundäre Begleiterscheinungen echter Verwerfungen auf. Die tektonische Verschiedenheit, die zwischen der Hochgebirgszone und der Voralpenzone der Nördlichen Kalkalpen besteht, gibt uns kein Recht zu der Vorstellung, daß verschiedene Kräfte bei der Aufrichtung beider tätig gegewesen sind. Es ist nur die Auslösung der Spannungen in der Erdkruste, durch die eine Gebirgsbildung überhaupt zu stande kommt, in beiden in verschiedener Art erfolgt. Den wesentlichsten Einfluß hierauf nimmt wohl die Beschaffenheit des Materials, auf das jene Spannungen wirken. An einer Reihe von Beispielen konnte gezeigt werden, daß in jenen Teilen der beiden Kalkzonen, wo harte, feste Kalke der oberen Trias zu sehr bedeutender Mächtigkeit anschwellen, die Tendenz vorherrscht, jene Spannungen in der Form von Brüchen auszulösen, während in den unmittelbar benachbarten Regionen mit geringmächtiger Entwicklung der obertriadischen Kalke Faltungen die maßgebende Störungsform sind. Die nur an den Rändern überschobene Platte der Steiner Alpen zwischen den intensiv gefalteten und gleichzeitig durch Brüche streifenförmig zerschnittenen Zügen der Karawanken und des Savesystems entspricht einem solchen, den faltenden Bewegungen gegenüber resistenzfähigerem Massiv obertriadischer Kalke und Dolomite. So ist die überwiegend aus tonreichen Sedimenten bestehende Basis der Südosttirolischen Dolomitstöcke in der mannigfaltigsten Weise gestaut und gefaltet, während die Dolomitstöcke selbst im großen ganzen eine flache Lagerung bewahrt haben. So sind in der zwischen das Triasgebiet von Idria und die Wipbach—Adelsberger Flyschmulde eingeschalteten Hochkarststufe des Tarnowaner und Birnbaumer Waldes kaum Spuren einer eigentlichen Faltung wahrnehmbar, während die zu beiden Seiten angren-

zenden Gebiete intensiv gefaltet sind. Der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Faltungserscheinungen tritt um so stärker hervor, je geringer das Ausmaß der faltenden Kraft überhaupt war, während dort, wo selbst mächtige Massen starrer, resistenzfähiger Kalke in Falten gelegt wurden, die Unterschiede weniger deutlich zur Geltung kommen.

Auch die blockförmigen Massen, die in der Nördlichen Kalkzone die Plateaustöcke des salzburgischen Hochgebirgstypus, in den Südalpen jene des Südosttirolischen Hochlandes bilden, sind durch dieselben Kräfte erzeugt worden, wie die enge gestauten und vielfach überschobenen Falten und Schuppen der Voralpenzonen. Auch sie sind zunächst aus Faltungen von größerer Amplitude hervorgegangen, bei denen jedoch eine wirkliche Hebung der Schichten über das Niveau ihrer ursprünglichen Ablagerung als Konsequenz der Faltung in ungleich stärkerem Maße stattfand als bei den flachen, mehr mit horizontalen als mit aufsteigenden Bewegungen verbundenen Überschiebungen der Voralpenregion.[1]) Daher zeigt sich der hypsometrische Ausdruck der Stauungserscheinungen in den mehr von Brüchen als von Faltungen betroffenen Abschnitten der beiden Kalkzonen größer als in deren intensiv gefalteten Voralpenzonen. Es scheint, daß die Überschiebungen durch eine mehr in horizontaler Richtung erfolgende Bewegung zu stande kamen, während bei der Aufwölbung der blockförmigen Massen des Hochgebirgsteiles der Kalkzone eine stärkere hebende Bewegung sich geltend machte. Die höchsten Erhebungen der Kalkalpen sind infolgedessen durchaus nicht an die Zonen der intensivsten Gebirgsstörungen geknüpft. Die letzteren sind im Gegenteile zumeist auf die Voralpenregion, auf das Mittelgebirge beschränkt.

Soweit man Überschiebungen ähnlicher Art in den Ostalpen kennt, sind sie fast ausnahmslos aus Faltungen hervorgegangen. Für die Deckschollen von Traù in Dalmatien oder für die Schuppen der Niederösterreichischen Kalkalpen und des Etschbuchtgebirges ist die Entstehung aus Falten durch die Zerreißung der Sättel nachweisbar. Überschiebungen, bei welchen die Deckschollen als Ganzes ohne Faltung in horizontaler Richtung über das basale Sockelgebirge hinübergeschoben wurden, sind in den ganzen Ostalpen noch an keiner Stelle mit Sicherheit nachgewiesen worden. Die Struktur der Ostalpen bietet daher keine Stütze für die Ansicht Marcel Bertrands,[2]) daß die Bewegung solcher Schubmassen der Hauptfaktor der Gebirgsbildung und die Faltung nur eine begleitende Erscheinung des Übereinandergleitens der einzelnen Schubmassen sei.

Die hier vorgetragene Auffassung der Struktur der Hochgebirgszone der Nördlichen Kalkalpen und des Südosttirolischen Hochlandes weicht einigermaßen von jener ab, die E. v. Mojsisovics in Bezug auf den Bau der Südalpen vertreten hat. An dem von Suess betonten Gegensatze zwischen

[1]) Im Dachsteingebirge ist das ursprüngliche Kuppelgewölbe noch zum größten Teile erhalten.

[2]) M. Bertrand, C. R. Acad. des sciences, Paris, T. CXXX, 29. I. 1900.

einer Innen- und Außenseite des ostalpinen Gebirgsbogens festhaltend, betrachtet E. v. MOJSISOVICS das Südosttirolische Hochland nicht als eine Region des Zusammenschubes, sondern als eine solche der Zerrung und Zerreißung der Schichten. „Während die nordtirolischen Kalkalpen enge gefaltet und zusammengeschoben wurden, bildeten sich in der ganzen Länge der Südalpen Sprünge, längs welcher das Gebirge stufenweise gegen N emporgezerrt wurde.“[1]) Auch den Längsbrüchen der Karnischen Hauptkette vindiziert FRECH[2]) den Charakter von Dislokationen, an welchen eine Aufwärtsbewegung der angrenzenden Schollen stattgefunden haben soll.

Eine solche Auffassung stellt sich in den schärfsten Widerspruch mit dem Grundgedanken der Lehre von E. SUESS, derzufolge es keinerlei vertikale Bewegungen des Festen gibt, „mit Ausnahme jener, welche etwa mittelbar aus der Faltenbildung hervorgehen“.[3]) Es kann heute wohl nicht mehr bezweifelt werden, daß eine solche absolute Negation aufsteigender Bewegungen über den wahren Sachverhalt erheblich hinausgeht und daß auch an Bruchlinien Hebungen vorkommen. Selbst an echten Senkungsbrüchen ist nicht selten die Tendenz der sinkenden Scholle zu einer Aufpressung der anliegenden deutlich erkennbar. Manche Überschiebung der gesunkenen durch die aufgepreßte Scholle von geringem Ausmaße mag auf diesem Wege zu stande kommen. Die klarsten Beweise für Hebungen an Bruchlinien bieten die gerade in den Plateaustöcken der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen nicht seltenen Aufpressungen älterer Gesteine in schmalen, langen Streifen zwischen jüngeren Schichten. Die in Fig. 4 dargestellten tektonischen Verhältnisse entlang der Rohrbachgrabenlinie im Schneeberggebiete lassen wohl nur die Erklärung zu, daß zwischen den beiden Schollen von Triaskalk Werfener Schiefer und unterer Dolomit in einem schmalen Streifen aufgepreßt wurde, nicht aber die Annahme, daß jener Streifen in seinem ursprünglichen Niveau als ein Horst stehen blieb und daß die breiten Massen des Triaskalkes von diesem Horst an Bruchlinien zu beiden Seiten absanken. Es ist also hier eine vertikal aufsteigende Bewegung, eine Hebung der zwischen den Bruchlinien eingeschlossenen Scholle, nicht eine Senkung der beiden angrenzenden Schollen erfolgt. Auch die in Fig. 1 dargestellte Aufbruchszone des Torrener Joches ist viel besser in einem ähnlichen Sinne zu deuten als unter der schwer verständlichen Voraussetzung, daß dieser schmale Streifen als Horst zwischen den zu beiden Seiten in die Tiefe gesunkenen Massen des Hagengebirges und des Hohen Göll stehen geblieben sei. Es sind nicht nur weiche, plastische Schiefer auf diese Weise an Brüchen aufgequetscht worden, sondern auch harte Gesteine, z. B. Guttensteiner Kalke im Hauptdolomit von Nieder-Österreich.

Ist somit die Möglichkeit aufsteigender Bewegungen an Verwerfungsbrüchen nicht von vornherein auszuschließen, so mahnt doch die Beschränkung

[1]) E. v. MOJSISOVICS, Die Dolomitriffe etc., S. 532.
[2]) F. FRECH, „Die Karnischen Alpen“, S. 486.
[3]) E. SUESS, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 180.

sicher nachweisbarer Hebungen auf eine durch auffällige Merkmale charakterisierte Art von Dislokationen (Grabenhorste BITTNERS) zu einer vorsichtigen Anwendung der Theorie. Für den Bau des Südosttirolischen Hochlandes scheint sie mir aus dem Grunde nicht anwendbar, weil der tektonische Charakter desselben der gleiche ist wie in der Hochgebirgszone der Salzburger und obersteirischen Kalkalpen und weil in beiden Regionen die Anzeichen eines Zusammenschubes jene einer Zerrung überwiegen. Man wird daher auch hier eine Aufwölbung der Schichten infolge des Zusammenschubes als Ursache der Gebirgshebung anzusehen haben, während die Auslösung der Spannungen häufiger in Senkungsbrüchen als in Überschiebungen erfolgte. Für die letztere Erscheinung wird man wohl das geringere Ausmaß des Zusammenschubes verantwortlich machen dürfen. Wie innig Faltenbrüche, Überschiebungen und Verwerfungsbrüche in Wahrheit zusammenhängen und wie wenig eine prinzipielle Trennung horizontaler und senkender Bewegungen den Verhältnissen in der Natur gerecht wird, zeigt das Verhalten des großen Judicarienbruches, der vom Lago d'Idro bis zu den Draubrüchen eine kontinuierliche Störung darstellt. Diese Störung entspricht am Rande des Etschbuchtgebirges einem echten Senkungsbruch, an dem der Ostflügel des Gebirges abgesunken ist, am Südrande des Iffinger-Tonalitzuges einer südwärts gerichteten Überschiebung, im Pustertale endlich einem ausgezeichneten, aus der Zerreißung einer Synklinale hervorgegangenem Faltenbruch. Auch ist die große Mannigfaltigkeit der Entstehungsweise von Überschiebungen, die PHILIPPI[1]) ausführlich erörtert hat, wohl im Auge zu behalten. Strenge genommen, ist ja unter den Bezeichnungen, mit denen unsere tektonische Nomenklatur operiert, wie Flexur, Überschiebung, Verwerfung, kaum eine in dem Sinne eindeutig, daß der mit derselben belegten Erscheinung nur eine einzige, ganz bestimmte Entstehungsart zukommen dürfte.[2])

Aufbrüche kristallinischer Kernmassen wie des auf eine lange Strecke über die im S vorliegenden jüngeren Sedimentbildungen überschobenen Astamassivs können nur als gewölbeartige Faltungen gedeutet werden, als deren Wirkung eine aufsteigende Bewegung, eine Hebung der Massen aus ihrer ursprünglichen Lage, resultierte.

---

[1]) E. PHILIPPI. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1897, S. 342 ff.

[2]) LÖWL (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 456 ff.) glaubt, ein Kriterium zur Unterscheidung von Hebungs- und Senkungsbrüchen gefunden zu haben. Verschiebungen, die an einfachen Randspalten erfolgt sind, betrachtet er als Anzeichen von Hebung, während ihm Staffelbrüche, insbesondere solche, bei denen das Absitzen der einzelnen Staffeln nicht in regelmäßiger Reihenfolge stattfand, für eine Senkung sprechen. Will man den Charakter der Brüche des Südosttirolischen Hochlandes nach diesen Merkmalen beurteilen, so muß man sie entschieden als Senkungsbrüche erklären, denn eine große Zahl derselben sind Staffelbrüche, bei denen mitunter auch durch Verspreizung ein ordnungswidriges Absitzen der Staffeln eingetreten ist. Man vergleiche beispielsweise die Profile auf S. 292, 296, 304, 309, 347, 417 bei E. v. MOJSISOVICS, „Die Dolomitriffe etc.

Erhebung der Gesteinsschichten durch Faltung infolge eines Zusammenschubes wird man für die ganzen Ostalpen als das wesentlichste Moment der Gebirgsbildung ansehen dürfen. Allein über die Art, in welcher dieser Zusammenschub erfolgt ist, gehen die Meinungen weit auseinander.

Wenn man das Gesamtbild der Ostalpen ins Auge faßt, so sieht man, daß von einer symmetrischen Anlage des Gebirges nicht die Rede sein kann und daß die älteren Vorstellungen von einer solchen auf ungenügende Erfahrungen begründet waren. Die scheinbare Symmetrie der Ostalpen beruht nur auf der Tatsache, daß je eine Zone von jüngeren Sedimentärgesteinen eine geschlossene zentrale Zone von älteren, kristallinischen Bildungen im N und S begleitet. So wie man den nördlichen und südlichen Gürtel der Zentralzone in seine Bestandteile zerlegt und diese über die Grenzen der Ostalpen hinaus verfolgt, wird das Bild des symmetrischen Baues zerstört. Der Flyschzone, dem stark reduzierten Ausläufer des äußeren Kalkgürtels der Westalpen, fehlt in den Südalpen ein entsprechendes Äquivalent. Für den Drauzug sucht man auf der Nordseite der Zentralzone vergebens ein Analogon. Die Südliche Kalkzone endlich löst sich von dem Körper der Ostalpen zum Teile los und wird in den Ketten des Dinarischen Faltensystems zu einem selbständigen Gebirge. Der älteren Lehre von dem symmetrischen Bau der Ostalpen gegenüber bekundete daher die von E. Suess im Jahre 1875 in der „Entstehung der Alpen" vertretene Auffassung der Struktur des Gebirges einen wesentlichen Fortschritt. In diesem Werke begründete Suess die Lehre von der Entstehung der Alpen durch einen einseitigen Lateralschub. Er zeigte, daß weder eine radial vom Erdinnern ausgehende, hebende Kraft die Gestaltung der Ostalpen bewirkt, noch daß, wie Constant Prévost meinte, ein erweitertes Mittelmeerbecken sich südwärts gesenkt und durch Gegendruck die Alpenkette zum Aufsteigen gebracht hätte. Die Alpen seien vielmehr „durch eine in ihren Wirkungen durch entgegenstehende ältere Gebirge beeinflußte, mehr oder minder horizontale und gleichmäßige Gesamtbewegung" aufgerichtet worden. Die Ostalpen, die man bisher als das Muster eines zu beiden Seiten einer Mittelzone symmetrisch gebauten Gebirges betrachtete, sind nach der Meinung von Suess nur scheinbar ein solches, sondern entstanden durch einen Zusammenschub aus einzelnen selbständigen Ketten, die von S nach N vorrückend an dem Böhmischen Massiv sich stauten, weiter im O aber, wo jenes Hindernis ihnen nicht mehr im Wege stand, fächerförmig auseinander traten.

Die Grundidee von Suess stützte sich vor allem auf die folgenden vier Momente: 1. auf den bogenförmigen, gegen N konvexen Verlauf der ganzen Alpenkette; 2. auf die Abhängigkeit der Aufbruchslinien in den nordöstlichen Kalkalpen von dem Südrande des Böhmischen Massivs; 3. auf die Tatsache, daß auf der Nordseite der Ostalpen die Falten fast ausnahmslos nach N überschoben sind; 4. auf die Struktur des Drauzuges, die „mit Bestimmtheit auch südlich von der sogenannten Mittelzone eine von Süden her

kommende Bewegung andeutet" (l. c. p. 36). Die südwärts gerichteten Überschiebungen in Val Sugana und im Karstgebiete werden als vereinzelte Ausnahmserscheinungen bezeichnet, „die in keiner Weise die aus dem Verlaufe des Streichens so vieler großer Ketten, den großartigen Überschiebungen ihrer Nordränder, den Brüchen ihrer Innenseite und zahlreichen einzelnen Nebenerscheinungen geschöpfte Erfahrung beeinträchtigen können, daß die Gesamtbewegung der Alpen und des ganzen mitteldeutschen Gebirges bis zu den belgischen Kohlenflötzen im wesentlichen gegen NO, N oder NW gerichtet ist" (l. c. p. 94).

Dieser Lehre von der Entstehung der Alpen und der Kettengebirge überhaupt durch einseitigen Schub hat Suess später in einer anderen, weniger bekannten Schrift in knapper Form den folgenden Ausdruck gegeben: „Die Gebirge entstehen, um es mit wenigen Worten zu sagen, dadurch, daß die Erde, indem sie sich im Laufe ungezählter Jahrhunderte allmählich abkühlt, kleiner wird und daß dabei die äußere Rinde sich zusammenzieht und stellenweise reißt. Das beste Bild, das ich von der Entstehung eines großen Gebirges zu geben weiß, besteht darin, daß ich mir vorstelle, es würde meine Hand durch eine Verletzung aufgeschürft, dabei die Haut nach einer Seite in Falten zusammengeschoben, auf der anderen reiße sie und es dringe etwas Blut hervor. So sehen wir ein großes Gebirge immer nach einer Seite zusammengeschoben, in große Falten gelegt; auf der anderen Seite zerreißen sie und wo sie aufgerissen sind, da treten aus dem Innern der Erde Vulkane hervor.[1]"

Die Betonung des einseitigen Baues der Alpen und der Faltengebirge überhaupt und der durchgreifenden Verschiedenheit der gefalteten Außenseite von der durch Einbrüche und das Hervortreten von Eruptivgesteinen charakterisierten Innenseite des Gebirges ist dasjenige Moment, das der Lehre von Suess den Stempel der Originalität aufprägt und sie von anderen Lehrmeinungen, die gleichfalls auf dem Boden der Kontraktionstheorie aufgewachsen sind, unterscheidet. Der große Erfolg dieser Lehre ist bekannt. Keine andere hat auf die moderne Richtung in der tektonischen Geologie eine nach Tiefe und Ausdehnung so gewaltige Wirkung ausgeübt.

Gewichtigere Argumente gegen die Lehrmeinung von dem einseitigen Lateralschube als die Einwendungen konservativer Autoritäten, lieferten die Ergebnisse der Neuaufnahmen in den Südalpen, insbesondere im Etschbuchtgebirge durch Bittner. Suess selbst sah sich dadurch veranlaßt, im Jahre 1885 eine Modifikation seiner Auffassung der Struktur der Ostalpen insofern vorzunehmen, als er die durch die fortschreitende Aufnahme des Gebirges in großer Zahl konstatierten südwärts gerichteten Überschiebungen innerhalb der Südlichen Kalkzone auf ein treppenförmiges Absinken gegen die adriatische Senkung zurückzuführen versuchte. Noch immer wird an dem Gegensatze der Innen- und Außenseite der Ostalpen festgehalten. Den Falten auf

[1] E. Suess, „Die Heilquellen Böhmens", Wien, Hölder 1879, S. 4.

der Nordseite steht auf der Südseite ein Einbruch, die adriatische Senkung gegenüber, aber die Flexuren, welche die „Treppen der Absenkung" begrenzen, sind allmählich durch „Rückfaltung" überschoben worden, so daß hier eine gegen innen, „gegen die konkave Seite der Kurve, d. i. gegen die Tiefe der adriatischen Senkung" gerichtete Bewegung erkennbar wird. Dabei läßt SUESS die Frage nach den Beziehungen der Südalpen zu den Dinarischen Faltungen, die ein Glied eines selbständigen, südwärts bewegten Gebirgsbogens bilden, offen.[1])

Der Versuch, die Lehre von dem einseitigen Schube mit der oben erwähnten Modifikation auch fernerhin für die Ostalpen aufrecht zu erhalten, ist insbesondere von A. BITTNER[2]) entschieden bekämpft worden, der unermüdlich darauf hinwies, daß in der Südlichen Kalkzone der Ostalpen die Anzeichen einer südwärts gerichteten, faltenden Bewegung ebenso deutlich seien als solche eines nordwärts gerichteten Schubes in der Nördlichen Kalk- oder Flyschzone. Auch TIETZE, HAUG, LÖWL u. a. haben sich seither gegen die Anschauung von SUESS ausgesprochen und den einseitigen Bau der Alpen in Abrede gestellt. Gleichwohl besitzt diese Lehre unter den Geologen und Geographen noch immer am meisten Geltung und was an zusammenfassenden Darstellungen des Gebirgsbaues der Erde oder größerer Erdräume gegenwärtig erscheint, steht fast durchwegs unter ihrer Herrschaft. Selbst Forscher, die, wie SCHMIDT in der Alta Brianza, durch ihre eigenen Beobachtungen zu der Erkenntnis von Tatsachen geführt wurden, die gegen die Annahme eines einseitigen Baues der Alpen sprechen, haben es vermieden, hieraus die entsprechenden Konsequenzen zu ziehen, denn „der Mechanismus der alpinen Gebirgsbildung sei offenbar ein derartig komplizierter, daß bei im allgemeinen nordwärts gerichtetem Tangentialschub Bewegungen im umgekehrten Sinne sehr leicht resultieren konnten".[3])

Vor der Erörterung der Frage nach dem einseitigen Bau der Ostalpen schien es mir notwendig, einen Augenblick bei dem historischen Abschnitte des Gegenstandes zu verweilen. Ist doch, wie CLAUS zutreffend hervorhebt, die Geschichte stets ein wesentliches und für das Verständnis notwendiges Stück der Wissenschaft selbst! Der Leser aber darf in einem Buche über den Bau der Ostalpen mit Recht ein eingehendes und sorgfältig begründetes Urteil des Verfassers über jene Lehrmeinung erwarten, die in den Ostalpen ihren Ausgang genommen, durch die Einheitlichkeit ihrer Konzeption und die glänzende Art der Darstellung die Hörer bezaubert und eine vollständige Revolution in unseren tektonischen Anschauungen hervorgerufen hat.

Die Annahme einer Entstehung der Ostalpen durch einen einseitigen nach N gerichteten Schub ist unvereinbar mit der Erkenntnis der Tatsache,

---

[1]) E. SUESS, „Das Antlitz der Erde", I. Bd., 2. T. Absch. III.

[2]) A. BITTNER, insbesondere Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 24—33; 1886, S. 374—380; 1890, S. 141; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 397—422.

[3]) C. SCHMIDT, „Zur Geologie der Alta Brianza", Compte Rendu du Congrès géol. internat. 6. sess. 1894, Zürich, S. 518.

daß das Dinarische Faltensystem einen integrierenden Bestandteil der Alpen selbst bildet und mit der Südlichen Kalkzone auf das innigste zusammenhängt. Der angebliche Gegensatz zwischen der Außen- und Innenseite eines Faltengebirges erweist sich damit für unseren Fall als illusorisch. Denn die Innenseite der Ostalpen ist gleichzeitig die Außenseite des Dinarischen Systems.[1] Diese Außenseite der Dinarischen Ketten und der Südlichen Kalkzone ist aber ebenso deutlich nach S gefaltet als der Außenrand der Alpen in der Nähe des Böhmischen Massivs gegen Nord. Für die Ostalpen liegt die starre, ältere Masse, an die sie angepreßt sind, auf der konvexen Außenseite, für die Dinarischen Falten auf der Innenseite (Serbische Masse). Der adriatische Einbruch erfolgte auf der Innenseite der Ostalpen, aber zugleich auf der Außenseite des Dinarischen Bogens. Nicht einmal die Konkavität oder Konvexität der Krümmung sind für die Innen- oder Außenseite des Gebirges bezeichnend, da die Richtung der Falten gegen die Adria unverändert bleibt, auch wo die Dinarischen Ketten aus der Konvexität des Bogens in die Konkavität desselben im Anschlusse an die Südliche Kalkzone umschwenken.

Es ist ferner unmöglich, Absenkung an periadriatischen Bruchlinien im Sinne von Suess (Antlitz der Erde, I. 2. T. III.) als die Entstehungsursache der Südalpen beziehungsweise der Karstketten anzusehen. Denn die ganze Region im S der Bellunolinie, die mit den Ketten des Kreidekarstes in einem engen tektonischen Verbande steht, wurde am Schlusse der Oligocänzeit durch Zusammenfaltung erst über den Spiegel des Meeres gehoben. Hebung, nicht Senkung ist also hier der Effekt der Zusammenfaltung gewesen. Eine wirkliche Senkung hat nur bei dem jüngeren Einbruch des Adrialandes stattgefunden.

Unterschiede in der Struktur der Nord- und Südalpen sind allerdings vorhanden. Der Außenrand der Nordalpen ist einheitlicher, stetiger. Dem gleichmäßigen Fortstreichen der Nördlichen Kalk- und Flyschzone gegenüber macht sich in den Südalpen eine mosaikartige Auflösung, eine Zerstückelung in einzelne Schollen bemerkbar. Dazu kommt das Auftreten kristallinischer Aufbrüche von bedeutender Ausdehnung und die Beschränkung postcarbonischer Eruptionen in größerem Maßstabe auf die Südalpen. Gleichwohl sind diese Verschiedenheiten zwischen Nord- und Südalpen nur graduell und vermögen nichts an der Tatsache zu ändern, daß der Grundtypus des Gebirgsbaues in beiden derselbe ist, nämlich der eines nach der Richtung des ungefalteten Vor- beziehungsweise Rücklandes gefalteten Gebietes. Nur sehr geringes Gewicht ist der Lage von Einbruchsfeldern an dem Südfuße der Südlichen Kalkalpen beizumessen. Denn solche Einbrüche lassen gar keine bestimmten Beziehungen zu dem Faltenbau des Gebirges erkennen.

[1] Dieses schon von Tietze (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 53) geltend gemachte Argument erhält seine volle Bedeutung erst durch den Nachweis, daß die Dinarischen Ketten nicht als ein den Ostalpen fremdes tektonisches Element angesehen werden können.

Man trifft sie ebenso gut entlang dem Ostrande der Alpen von Wien bis zum Bacher als an der Nordseite (Einbruch von Salzburg) und im Innern der Ostalpen selbst (Senkungsfelder von Klagenfurt und Laibach).

Versucht man, die Richtung, nach der die Falten in den Ostalpen übergelegt sind beziehungsweise die Richtung der aus solchen hervorgegangenen Überschiebungsbrüche zur Bestimmung der Richtung zu verwerten, aus der der Schub gekommen sein soll, durch den das Gebirge aufgerichtet wurde, so erhält man ein durchaus negatives Resultat. In der Flyschzone herrscht N-Überschiebung, desgleichen im östlichen Abschnitt der Nordkalkalpen bis zur Buchberg—Mariazeller Aufschlußlinie. Südlich von dieser Linie dagegen gelangt man in eine Region südwärts gerichteter Überschiebungen. In den Zentralalpen zeigt das im dritten Abschnitt dieses Buches beschriebene Profil der Umgebung des Brenner den wiederholten Wechsel der Richtung, nach der die einzelnen Falten blicken. Noch lehrreicher ist die Struktur des Drauzuges, die ja für Suess geradezu den Hauptbeweis für die Meinung bildete, „daß auch südlich von der sogenannten Mittelzone eine von S her kommende Bewegung angedeutet sei“. In der Tat sind sowohl die Gailtaler Alpen und die Karnische Hauptkette als auch der Zug der Karawanken in dem von Suess selbst aufgenommenen Profil des Vellachtales durch nordwärts überkippte Faltungen und Überschiebungen charakterisiert. Allein dieses tektonische Bild ändert sich, sobald man in den Stauungsbereich des Bachermassivs gelangt, wo in der Südsteirischen Thermallinie die Tendenz zu südwärts gerichteten Überschiebungen am klarsten zum Ausdruck kommt. Die Mannigfaltigkeit der Überschiebungen im Etschbuchtgebirge ergibt sich aus der Interferenz der Stauungserscheinungen, die in der Entwicklung der jüngeren Falten zwischen den drei älteren Gebirgspfeilern des Bozener Quarzporphyrschildes, des Adamello- und des Astamassivs eintraten. Der Nordrand des Südosttirolischen Hochlandes zeigt nicht nur Staffelbrüche mit Absenkung des Nordflügels, sondern auch lokal wahre Schuppenstruktur (Dürrensteinzug) mit N-Überschiebungen. Im S des Astamassivs und der Bellunolinie sind ausschließlich südwärts gerichtete Überschiebungen für den Bau des Gebirges maßgebend. Die Steiner Alpen sind auf der Nordseite gegen N, auf der Südseite gegen S überkippt.[1] In der Dinarischen Region ist das adriatische Küstengebirge in S und SW gerichtete Falten gelegt, die bosnische Flyschzone dagegen nordwärts an der serbischen Masse gestaut, während die bosnische Kalkzone ein flaches, axiales Gewölbe bildet.

Aus diesen Tatsachen scheint mir hervorzugehen, daß aus der Richtung, nach der die Falten überkippt sind, auf die Richtung der Bewegung, durch welche die Falten gestaut wurden, überhaupt nicht geschlossen werden kann. In diesem Punkte befinde ich mich vollständig in Übereinstimmung mit

[1] Die Annahme von Suess („Das Antlitz der Erde“) III. S. 445.), daß die Überschiebungen in diesen beiden Richtungen nicht gleichzeitig stattgefunden haben, ist durch keine Beobachtungstatsache begründet.

Heim,[1]) der die Richtung der Überschiebung für ganz unabhängig von der Richtung der Bewegung hält. Die Überschiebungen kommen nach jener Richtung zu stande, in der die tangentiale Spannung in der Erdkruste am leichtesten sich auszulösen im stande ist. Sie können ebensogut durch Überschieben eines aufgestauten Gewölbes als durch Unterschieben einer Mulde in entgegengesetzter Richtung entstanden gedacht werden. Die Sedimente falten sich nach jener Richtung, nach der sie bei dem Zusammenschub nach Maßgabe des vorhandenen Raumes und der Gesetze der Schwerkraft am leichtesten ausweichen können.[2]) Da mit Heim die relative Höhe des Fußpunktes der aufgestauten Falte als besonders maßgebend anzusehen sein dürfte, so ergibt sich hieraus das Vorwiegen der nach außen überliegenden Falten auf beiden Seiten des Gebirges. Eine der lehrreichsten Illustrationen zu diesem Satze liefert die Struktur des Drauzuges, der, soweit er an das Senkungsfeld von Klagenfurt im N angrenzt, nordwärts überkippt ist, dagegen entlang der Südsteirischen Thermallinie südwärts gerichtete Überschiebung gegen das niedrige Vorland zeigt.

Es ist in der Struktur der Ostalpen kein einziges Merkmal vorhanden, das für einen Schub derselben durch eine nach N gerichtete Bewegung im Sinne der Theorie von Suess beweisend wäre. Man könnte versuchen, diese durch die Form der Darstellung und mehr noch durch die Höhe der Aufgabe und den Schein einer glücklichen Lösung des Problems der Gebirgsbildung fesselnde Theorie für die Ostalpen durch die Vorstellung anwendbar zu machen, daß die Südalpen mit den westlichen Ausläufern des Dinarischen Systems durch eine südwärts gerichtete Bewegung von dem im großen ganzen doch nordwärts gefalteten Hauptstamme der Ostalpen abgetrennt worden seien, daß sie den übrigen Teilen der Ostalpen gegenüber ein selbständiges, südwärts bewegtes Faltengebirge darstellen. Ich selbst habe, indem ich einer von mir lange Zeit hindurch akzeptierten Lehrmeinung so weit als möglich Rechnung zu tragen strebte, diesen Ausweg angedeutet.[3]) Suess hat in dem kürzlich erschienenen dritten Bande seines „Antlitz der Erde“ einen ähnlichen Gedanken zum Ausdruck gebracht, indem er „das ganze östlich von der Sesia, dann östlich von den Judicarien und südlich von der Gail liegende Bergland“, also die ganze Südliche Kalkzone und die Karnische Hauptkette, von den Alpen abtrennt und den „Dinariden“ zuzählt und in dem „ununterbrochenen, mehr als 400 *km* langen und auf beträchtliche Strecken durch gleichartige Intrusionen von Tonalit ausgezeichneten Gürtel tiefgreifender Dislokationen“ des Periadriatischen Randbogens eine scharfe Grenze zwischen dem dinarischen Gebiet und den Alpen erblickt.

Keine dieser Auffassungen vermag einer schärferen Kritik Stand zu halten. Die großen Dislokationen, die mit den Tonalitintrusionen des

[1]) A. Heim, „Mechanismus der Gebirgsbildung.“ I. Bd. S. 233.

[2]) A. Bittner, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 141.

[3]) C. Diener, Petermanns Geogr. Mitt. 1899, S. 214.

Periadriatischen Randbogens streckenweise zusammenfallen, können nicht als die Grenze zwischen Alpen und „Dinariden“ im Sinne von Suess angesehen werden, denn sie verlaufen innerhalb eines Gebirges, das durchaus die alpine Streichrichtung zeigt. Die Dinarischen Falten besitzen wohl eine ihrer Wurzeln in der Südlichen Kalkzone der Ostalpen, aber der Hauptstamm der letzteren bleibt von den „Dinariden“ durchaus unabhängig. Es fehlt aber auch zugleich jene Region einer Zerrung, die man an der Grenze der von dem angeblich nordwärts bewegten Hauptstamme der Ostalpen losgetrennten und südwärts bewegten Südalpen erwarten müßte. Hier sind allenthalben nur Anzeichen eines Zusammenschubes vorhanden, selbst dort, wo das Aufquellen der Eruptivmassen des Periadriatischen Randbogens die Entstehung eines gewaltigen Risses, einer Schramme in dem Antlitz des Planeten, verrät. Es widerspricht endlich der Entstehung der Südalpen beziehungsweise der „Dinariden“ im Sinne von Suess durch einen einseitigen, gegen S wirkenden Druck die Struktur der nordwärts überschobenen Karnischen Hauptkette und der gleichfalls nordwärts gefalteten bosnischen Flyschzone.

Der Bau der Ostalpen läßt auf keine Weise die Annahme der Entstehung seines Faltenwurfes durch einen einseitigen, sei es südwärts oder nordwärts gerichteten Schub zu. Er kann nur, wie Bittner,[1]) Tietze[2]) und Löwl[3]) angedeutet haben, durch einen Zusammenschub zwischen zwei starren Schollen erklärt werden. Die eine dieser starren Schollen, in der faltende Bewegungen seit der Carbonzeit nicht mehr stattgefunden haben, ist das Böhmische Massiv. Sein Einfluß auf die Leitlinien der Nordalpen ist längst bekannt. Seine Umrisse spiegeln sich in dem Verlaufe der Hauptstörungen der niederösterreichischen Kalkalpen wieder. Das im S vorgelagerte Schollenland hat uns keine sichtbaren Spuren eines ähnlichen Einflusses hinterlassen. Woferne in der wiederholten Trockenlegung eines nur gelegentlich von Transgressionen betroffenen Gebietes gegenüber der einen dauernden Bestandteil der Tethys bildenden Region der Ostalpen ein Kriterium einer alten Masse erblickt werden sollte, würde dieses Merkmal auf die heute versunkene Adriatis Anwendung finden können. Aber auch Teile der Alpen selbst, die früher gefaltet waren, haben sich, wie schon auseinandergesetzt wurde, in späteren Faltungsphasen als Massen von größerer relativer Starrheit, als stauende Hindernisse erwiesen, so die drei älteren Gebirgspfeiler, zwischen denen das Etschbuchtgebirge eingekeilt ist. Wie der Bau des letzteren sich abhängig erweist von jenen drei Massen, die den mesozoischen Sedimenten der Etschbucht gegenüber sich relativ starr erwiesen, obwohl sie selbst von der tertiären Alpenfaltung mitergriffen wurden, so ist der Bau der Ostalpen abhängig von der Lage der dieselben begrenzenden ungefalteten Massen und von der Verteilung der durch eine relative Wider-

[1]) A. Bittner. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 370 u. 1887, S. 412.

[2]) E. Tietze. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 357.

[3]) Löwl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 462.

standsfähigkeit gegen die faltenden Bewegungen ausgezeichneten Gebirgsstücke innerhalb der Ostalpen selbst.[1])

Die Ostalpen sind durch die Anordnung der Gesteinsschichten in Falten aufgerichtet worden, durch die die Sedimente über das Niveau ihrer ursprünglichen Position gehoben wurden. Die gefaltete Region entspricht einem Gebiete geringerer Widerstandsfähigkeit, das zwischen zwei Schollen von relativ größerer Starrheit zusammengepreßt wurde. In den Ostalpen erscheinen zwei tektonische Elemente durch diese Zusammenstauung zu einem einheitlichen Gebirge verschweißt, die weiter gegen Osten als selbständige Gebirge vollständig auseinandertreten und durch eine starre, von jüngeren Faltungen unberührte Scholle getrennt werden. Es sind die einer Fortsetzung des Hauptstammes der Ostalpen entsprechenden Karpaten und der mit den Südalpen innig verbundene Dinarische Faltenbogen. In den Westalpen fehlt ein Äquivalent der Südlichen Kalkzone der Ostalpen, aber auch in den Westalpen ist Faltung das durchaus herrschende Prinzip und ist Überschlag der Faltung, wie in den Ostalpen, von einer axialen Mittelzone weg nach beiden Seiten hin gerichtet.

Als ich im Jahre 1891 eine zusammenfassende Darstellung der Struktur der Westalpen auf Grund der damals vorliegenden geologischen Literatur zu geben versuchte, war noch keine Tatsache bekannt, die der Annahme einer Entstehung der Westalpen durch einen einseitigen, von der konkaven Innenseite des Alpenbogens her erfolgten Schub im Sinne der Lehre von Suess widersprochen hätte. Insbesondere für das französisch-italienische Alpengebiet schien durch Lorys Untersuchungen ein einseitiger Bau in überzeugender Weise festgestellt. Seither ist durch die Neuaufnahme Marcel Bertrands, Kilians, Termiers und ihrer Mitarbeiter in dem kunstvollen Bauwerke Lorys kaum ein Stein auf dem anderen gelassen worden. Ebenso haben durch Franchis Untersuchungen alle unsere bisherigen, auf die Arbeiten von Gastaldi, Baretti und Zaccagna gegründeten Vorstellungen über den Bau der Piemontesischen Alpen eine vollständige Umwälzung erfahren müssen. Nach unseren heutigen Erfahrungen erscheint der Bau der Westalpen ebenso unvereinbar mit der Annahme einer Entstehung durch einen einseitigen Horizontalschub wie jener der Ostalpen.

Wenn man bedenkt, daß die Erfahrungen kaum eines Jahrzehnts eine vollständige Änderung in unseren Ansichten über die Struktur der Westalpen notwendig gemacht haben, so begreift man den resignierten Ausspruch eines Meisters der alpinen Geologie, alle unsere Versuche, die Entstehung der Alpen und der großen Kettengebirge überhaupt zu erklären, seien nichts als Produkte des Wanderns von Irrtum zu Irrtum.[2]) Dabei darf allerdings nicht übersehen werden, daß die stets wachsende Fülle der Beobachtungs-

[1]) Den Unterschied in der Überschlagsrichtung der Falten, die im Etschbuchtgebirge stets von dem Stauungshindernisse wegblicken, wird man im Sinne von Heim (l. c. p. 229—234) zu erklären haben.

[2]) E. Suess. Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, 30. Bd., 1890, S. 4.

tatsachen und das Fortschreiten der Detailaufnahmen den Irrtum in immer engere Grenzen einschließen.

Will man F. v. RICHTHOFENS Einteilung der Kettengebirge in homöomorphe und heteromorphe auf die Ostalpen anwenden, so wird man die letzteren trotz der graduellen Verschiedenheiten in der Struktur der Nord- und Südalpen zu den homöomorphen Gebirgen zählen müssen, da in den Nord- und Südalpen Faltung das herrschende Prinzip ist und morphographisch wesentliche Unterschiede beider Seiten des Gebirges nicht vorhanden sind. Die graduelle Verschiedenheit des Faltenwurfes in den Nord- und Südalpen wird man wohl am besten mit BITTNER[1]) darauf zurückführen, daß die Ostalpen schon in ihrer ersten Grundanlage eine bogenförmige Gestalt besaßen und daß bei späteren Gebirgsfaltungen eine Verschiedenheit der tektonischen Gestaltung auf der konvexen und konkaven Seite jenes Bogens sich insofern geltend machte, als die Faltung an der ersteren weiteren Spielraum hatte, sich daher freier und regelmäßiger entwickeln konnte.[2])

Es mag nicht überflüssig sein, ausdrücklich darauf hinzuweisen, daß die Ablehnung der Lehre von der Entstehung der Ostalpen durch einen einseitigen Schub keineswegs eine Rückkehr zu jener älteren Auffassung bedeutet, die den Ostalpen einen symmetrischen Bau zuschrieb. Asymmetrie und Einseitigkeit sind verschiedene Dinge. Um sich klar zu machen, was die älteren Forscher, die die Meinung einer Entstehung der Gebirge durch lineare Hebungen entlang einer axialen Mittelzone vertraten, unter der Symmetrie der Alpen verstanden haben, braucht man nur das in F. v. HAUERS Geologie (S. 106) reproduzierte „Idealprofil der Alpen" ins Auge zu fassen. In diesem Profil sind die von der axialen Mittelzone abfallenden Flanken des Gebirges Spiegelbilder. Mit diesem Idealprofil hat jedoch ein wirklicher Querschnitt durch die Ostalpen nur eine sehr geringe Ähnlichkeit. Die Existenz des Drauzuges widerlegt allein schon die Theorie eines symmetrischen Aufbaues der Ostalpen in entschiedenster Weise.

Mit der Ablehnung der Lehre der Gebirgsbildung durch einen einseitigen Schub für die Ostalpen entfällt auch die Notwendigkeit der Annahme einer Konsequenz jener Lehre, nämlich der Anerkennung einer selbsttätigen Wanderung der gefalteten Massen aus ihrem ursprünglichen Bildungsraume in der Richtung des tangentialen Schubes. Die Möglichkeit eines Heraustretens der gefalteten Massen aus ihrem ursprünglichen Bildungsraume wird man, wenn auch nur in beschränktem Maße, allerdings auch dann zugeben müssen, wenn man die Entstehung der Gebirge auf einen Zusammenschub von zwei Seiten her zurückführt. Denn es ist selbstverständlich nicht ausgeschlossen, daß das zwischen zwei relativ festen Schollen der Erdkruste zusammengepreßte Gebiet geringerer Widerstandsfähigkeit, indem es sich in

[1]) A. BITTNER, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 32.

[2]) Der abweichende Erklärungsversuch von FRECH (Die Tribulaungruppe, RICHTHOFEN-Festschrift, Kap. IV. u. V.) scheint mir durch LÖWLS Einwürfe (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 463.) widerlegt.

Falten legt und über das Niveau jener beiden Schollen hinaufgedrückt wird, lokal über die Ränder der letzteren hinausrückt. Im großen ganzen aber liegen die Massen, welche die Ostalpen zusammensetzen, wohl auch heute noch da, wo sie sich vor dem Eintritte der gebirgsbildenden Bewegungen abgelagert haben[1]). Beobachtungstatsachen, die das Gegenteil beweisen würden, sind mir nicht bekannt. Sobald man die Hypothese des aus einer bestimmten Richtung her wirkenden Tangentialschubes für die Ostalpen fallen läßt, entfällt jeder Grund für die Voraussetzung, daß der Bildungsraum der Sedimente, welche die Nördlichen Kalkalpen zusammensetzen, unter einer anderen geographischen Breite als unter jener sich befunden habe, in der heute die Nördlichen Kalkalpen liegen. Stellt man sich den Vorgang des Zusammenschubes der Alpen zwischen resistenzfähigen Schollen im Sinne der Kontraktionstheorie vor, so wird man annehmen dürfen, daß, sofern Faltung eine Verminderung des Volumens der Erde bedeutet, zwar der Abstand zwischen den Grenzlinien jener beiden Schollen der Verkürzung des Erdradius entsprechend sich verkleinert hat, daß aber die geographische Breite dieser Grenzlinien gleichwohl dieselbe geblieben ist. Zieht man es dagegen vor, die Gebirgsbildung auf eine Ausdehnung der Gesteinsmassen durch chemische oder physikalische Volumsänderung zurückzuführen, so spielen jene beiden Schollen die Rolle in ihrer fixen Position verbliebener stauender Hindernisse, welche die alpinen Sedimente verhindert haben, sich innerhalb ihres ursprünglichen Bildungsraumes in anderer Weise als durch Faltenbildung auszudehnen.[2])

Mit der Konstatierung der Entstehung der Ostalpen durch einen aus dem Zusammenschub der alpinen Sedimente resultierenden Faltenwurf sind wir zu dem letzten, schwierigsten Problem der Gebirgsbildung gelangt, zu der Frage nach dem Wesen jener Kraft, die den Zusammenschub von Streifen der Erdrinde verursacht und die letzteren in Falten gelegt und zu Hochgebirgen emporgetürmt hat. Auf keinem andern Gebiete der dynamischen Geologie gehen die Meinungen der angesehensten Forscher so weit auseinander, birgt die überreiche Literatur eine solche Fülle von Erzeugnissen ideenreichen Unwissens.

Ich habe nicht die Absicht, an dieser Stelle auf die zahlreichen Theorien der Gebirgsbildung näher einzugehen. Es mag genügen, zu zeigen, inwieweit die gegenwärtig am meisten verbreiteten unter ihnen der Struktur der Ostalpen Rechnung tragen. Dabei kann von einer Diskussion aller jener Hypothesen, die mathematische Gesetze für die Verteilung der Gebirge aufstellen, von vornherein abgesehen werden. Ebenso glaube ich die alte Hebungstheorie, die unter dem Einflusse von L. v. Buch fast ein halbes Jahrhundert lang die geodynamischen Vorstellungen beherrschte, ferner die auf

[1]) A. Bittner Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 142.

[2]) Ich glaube, daß dieser Gedankengang sich mit dem von A. Bittner (l. c. p. 141—143) in den „Sätzen zur Erklärung der Grundanschauungen über Gebirgstektonik" gegebenen im wesentlichen decken dürfte.

einer durchaus ungesicherten physikalischen Grundlage stehende Expansionstheorie von ROTHPLETZ, die Thermalhypothese von MELLARD READE und REYERS Theorie der Gebirgsbildung durch Gleitfaltung unberücksichtigt lassen zu dürfen.

Ernsthaft in Betracht kommen drei Theorien. Jene, die sich unter den europäischen Geologen auch heute noch des größten Beifalls erfreut, ist die Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie, welche die Entstehung der Gebirge mit einer Verminderung des Volumens der Lithosphäre in Beziehung bringt. Tatsächlich ist mir auch in den Ostalpen keine Erscheinung bekannt, die mit der Kontraktionstheorie direkt im Widerspruch stehen würde. Dagegen erscheint mir das in neuester Zeit bei den amerikanischen Geologen zu so hohem Ansehen gelangte System von Lehrmeinungen, das unter dem Namen der isostatischen Theorie zusammengefaßt werden kann, für eine Erklärung der Struktur der Ostalpen nicht ausreichend. DUTTON und seine Anhänger betrachten die Faltenbildung als die unmittelbare Folge des durch mächtige Sedimentablagerungen gestörten Gleichgewichtes der Erdkruste und meinen, daß zur Herstellung dieses Gleichgewichtes in den Sedimentmassen Bewegungen eingeleitet werden, die zur Bildung von Falten parallel dem Rande des Festlandes führen. Es ist aber in den Ostalpen auch noch während der jüngsten Faltungsphasen die Zentralkette, die durch ihre Entlastung von Sedimenten den Anlaß zu einem solchen Andrängen der Uferbildungen in parallelen Falten hätte geben sollen, von den Faltungen selbst mitbetroffen worden. Auf andere Einwände gegen eine Anwendbarkeit der isostatischen Theorie auf die Ostalpen haben UHLIG[1]) und LÖWL[2]) aufmerksam gemacht. Dagegen scheinen mir die Ansichten jener Alpengeologen größere Beachtung zu verdienen, die, wie PETERS,[3]) molekulare Veränderungen und Ausdehnungserscheinungen der Lithosphäre für eine Erklärung der Entstehung der Gebirge in Anspruch nehmen. BITTNER[4]) betrachtet in diesem Sinne die Gebirgsbildung nur als eine „Ausdehnungserscheinung der die Oberfläche der Erdrinde zusammensetzenden Gesteine und Sedimente, herbeigeführt durch chemische und physikalische Volumsveränderungen, verbunden mit Wirkungen der allgemeinen Schwere“.[5])

In der Tat kann nicht bestritten werden, daß die Ausdehnung geschichteter Massen durch Stoffänderung und Stoffaufnahme alle durch die Beobachtungen über die Struktur der Ostalpen ermittelten Tatsachen ebensogut zu erklären im stande ist als die Kontraktionstheorie. Zum mindesten darf man als gewiß annehmen, daß eine große Zahl von Faltungserscheinungen im Sinne der Meinung BITTNERS auf rein lokale Ursachen zurückzuführen ist. Die lokalen Ursachen der Faltung sind bisher wenig berücksichtigt

[1]) V. UHLIG. Denkschr. Akad. d. Wissensch. Wien, LXVIII, 1899, S. 115.
[2]) LÖWL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 468.
[3]) F. PETERS. „Die Donau.“ Leipzig 1878, S. 83.
[4]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S 141.
[5]) A. BITTNER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 343.

worden. Eine Hauptursache ist wahrscheinlich die Denudation. Durch die Auswaschung der heutigen Flußtäler sind an vielen Orten nachträglich Faltungen und Gebirgsstörungen bewirkt worden, wie sie in kleinem Maßstabe bei dem Anschneiden von Lehnen hervorgebracht werden können. Es mag hier auch auf meinen diesbezüglichen Erklärungsversuch der Struktur des Südtirolischen Hochlandes verwiesen werden.

Die verschiedenen Theorien der Gebirgsbildung, die seit PALLAS, HUTTON und H. DE SAUSSURE aufgestellt worden sind, bezeichnen Erkenntnisstufen, von denen die höheren naturgemäß die niedrigeren überwunden haben. Unbefriedigt von dem Mißverhältnis zwischen den Erfahrungstatsachen und den Forderungen des Kausalitätsbedürfnisses der Vernunft, hat man die Lücken in der Erkenntnis des Zusammenhanges der Dinge durch die Hypothese zu überbrücken versucht, „wie es einem positiven Geiste zukommt, an Stelle des Wahrscheinlichen das Wahrscheinlichere setzend, unter Umständen an Stelle eines Irrtums einen anderen".[1]) Unter den zahlreichen Theorien der Gebirgsbildung werden wir daher trotz ihrer eingestandenen Unsicherheit eine Auswahl treffen müssen, wenn wir auf die Erkenntnis der Ursachen der Entstehung der Gebirge nicht überhaupt verzichten wollen. Von entscheidender Bedeutung zu Gunsten der Kontraktionstheorie bei einer solchen Auswahl scheint mir die Tatsache, daß überall auf der Erdoberfläche die ältesten archaischen Bildungen aufgerichtet und gefaltet sind.[2]) Diese Tatsache spricht gegen alle jene Theorien, die die Faltenbildung als ein Resultat lokaler Ausdehnungen und Kontraktionen betrachten. Sie wird nur unter der Voraussetzung verständlich, daß ein allgemeiner Prozeß der Entstehung der Gebirge durch Faltenbildung zu Grunde liege. Bis für die Kontraktionstheorie ein besserer Ersatz gefunden sein wird, dürfen wir uns wohl im Sinne derselben die Gebirgsketten als Faltungen gewisser Zonen infolge der Kontraktion der Erdrinde vorstellen. Gleichwohl mag es ratsam sein, der Kontraktionstheorie keinen ausschließlichen Einfluß auf unsere geogenetischen Vorstellungen einzuräumen, eingedenk der Mahnung MACHS in seiner historisch-kritischen Darstellung der Wärmelehre, daß auch die fruchtbarste Theorie gelegentlich ein Hemmnis der Forschung werden könne, und eingedenk der Erfahrung, daß gerade auf dem Gebiete der Geologie die größten Entdeckungen in der Regel aus dem Widerspruche gegen die Autoritäten hervorgehen. Zu Spekulationen über die Entstehung der Gebirge wird der unbefriedigte Geist der Forscher noch ikarische Schwingen regen, wenn unsere herrlichen Alpen bis zu ihrer Basis herab verwittert sind.

---

[1]) F. NIETZSCHE. „Zur Genealogie der Moral." S. VII.

[2]) E. SUESS. „Das Antlitz der Erde." III. S. 7.

STALPEN

Taf. VI.

Donau
Bisambg.
Kahlenbg.
Wien
Wiener Wald
Mödling
Thermenlinie von Wien
Inneralpines Senkungsfeld v. Wien
Leitha-Geb.
Neusiedler See
Ruszt
Waidhofen
Scheibbs
Kirchberg
Gresten
Lilienfeld
Lunz
Ötscher
Gutenstein
Hohe Wand
Wiener Neustadt
Mariazell
Schneebg
Buchbg
Altenmarkt
Gr.-Reifling
Ödenburg
Semmering
Hochschwab
Mürzthaler Masse
Landsee
Wechsel-Massiv
Pullendorf
Eisenerz
Rottenmann
Bruck
Leoben
Güns
St. Michael
Klein-Alpe
Schöckl
Hartberg
Radegund
Judenburg
Graz
Köflach
Neumarkt
Saualpe
Koralpe
Riegersburg
Gleichenberg
Neuhaus
Lavant-Th.
Leibnitz
Pannonisches Tiefland
Eibiswald
Klagenfurt
Bleiburg
Marburg
Bachern-Geb.
Pettau
Eisenkappel
Steiner A.
Gonobitz
Wotsch
Matzel-Geb.
Rohitsch
Stein
Tüfferer Zug
Rudenza
Kalniker G.
Laibach
Wacher Zug
Orlica
Weixelburg
Kreuz
Agram
Samoborer Geb.

Permischer Quarzporphyr

Posttriadische tonalitische Intrusivgesteine

Tertiäre Eruptivgesteine

Böhmische Masse

Maßstab 1:1.500.000

0 10 20 30 40 50 60 Kilometer

Überschiebung der hochtatrischen Synkline S_1 im Litworovy-Graben durch den Granitaufbruch A_2 der Sziroka, Osttatra.

Die Spitze in der Mitte des Bildes ist die Sziroka (2215 m), die Spitze rechts davon die Eistaler Spitze. Die Bergmassen rechts und unten bestehen aus dem Granit des Zentralkernes. Von links unten zieht zur tiefen Einsattelung unterhalb der Sziroka ein Band von Permquarzit und Untertrias, darüber liegt Liasjurakalk, an der helleren Farbe kenntlich. Dieser ist vom Granit des Aufbruches A_2, der die Spitze und die obere Partie der Sziroka bildet, überschoben. Im Szirokasattel ist der Granit des Aufbruches A_2 über den Kalkstein hinweg an die Untertrias gepreßt. Über dem Kalke liegt zunächst Granit, dann Permquarzit, über den erst die Hauptmasse des Granits A_1 überschoben ist. (S. Fig. 35.)

BAU UND BILD

DER

KARPATEN

VON

V. UHLIG.

MIT 1 TITELBILD, 139 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

I. Abschnitt.

Allgemeine Einführung.

Verlauf der Karpaten. — Anschluß an die Alpen. — Höhen- und Abflußverhältnisse. — Gliederung auf geohistorischer Grundlage.

Verlauf der Karpaten.

Als ein eng zusammengepreßtes System ostwestlich streichender Gebirgsfalten erstrecken sich die Alpen fast bis an die große ungarische Niederung: angesichts dieser Niederung erfahren sie eine Spaltung, wie wenn hier ein unsichtbarer Keil läge, der die Falten auseinander zu treten und nach zwei Richtungen abzuschwenken zwang. Die Südalpen schlagen als dinarisches Gebirge die südöstliche, die Nord- und Zentralalpen als **Karpaten** die **nordöstliche** Richtung ein.

Die karpatischen Falten dringen weit nach Norden vor. Dieselben Sandsteinschichten, die bei Klosterneuburg unter 48° 20′ über die Donau setzen und dann Mähren und Schlesien durchziehen, erreichen bei Rzeszów in Galizien unter 50° 3′ den nördlichsten Scheitel des Karpatensystems. Aus der nordöstlichen Streichungsrichtung lenken die Karpaten in ihrem mittleren Teile in die westöstliche, aus dieser in die südöstliche Richtung ein und gelangen schließlich über Ostgalizien und die Bukowina mit fast südlichem Streichen in das Grenzgebiet zwischen Moldau und Wallachei und in die südöstliche Ecke Siebenbürgens. Hier vollzieht sich in nahezu rechtem Winkel eine völlige Drehung der Streichungslinie: das karpatische Grenzgebirge setzt sich unter dem Namen der Transsylvanischen Alpen nach Westen fort, um endlich unter abermaliger Wendung nach Südwesten und Süden durch das ehemalige Banat den Paß des Eisernen Tores zu erreichen. So schwingen sich die Karpaten von Donau zu Donau in einem fast vollendet regelmäßigen Bogen von ungefähr $2^1/_2$ Quadranten Umfang und über 1500 *km* Länge.

Im Eisernen Tore setzt der Geograph den Karpaten im weitesten Sinne eine Grenze: die Elemente des geologischen Baues aber streichen unter den rauschenden Fluten der Donau ungestört nach Süden. Jenseits der serbischen Grenze erhebt sich die Fortsetzung des Banater Gebirges und hieran schließt sich unter neuerlicher Wendung des Streichens die große ostwestliche Balkankette an. Hier erst auf serbischem Boden kehrt der gleichsam abgeirrte nördliche Hauptstamm zu den erweiterten und weit lockerer gefügten Falten des südlichen Hauptstammes zurück, aber der Anschluß ist hier weit weniger innig als in den eng zusammengeschweißten Falten der Alpen; er wird nach Osten hin bald neuerdings gelockert und

die Leitlinie des Balkan löst sich ostwärts immer mehr und mehr von den Dinariden.

Anschluß an die Alpen.

Indem sich die Alpen in Niederösterreich ihrem Ostrande nähern, nehmen sie im Wiener Walde und im Wechsel allmählich ein nach Nordosten gerichtetes Streichen im Sinne der Karpaten an. Da sich aber gerade im Übergangsgebiete die langgezogene Niederung des Wiener Beckens einsenkt, so ist der volle Zusammenhang oberflächlich durch die miocäne Beckenfüllung dem Auge entzogen. Die „Kalkzone“ der Ostalpen erfährt eine völlige Unterbrechung; an der Thermenlinie von Baden abgesunken, kommt sie erst am Westabhange der Kleinen Karpaten wieder zum Vorschein. Von der „Zentral-“ und der „Sandsteinzone“ blieben dagegen Teilstücke erhalten und diese Zonen sind daher weit mehr als jene geeignet, den Zusammenhang der Karpaten mit den Alpen aufzuhellen.

Die kristallinischen Schiefer des Wechsel und des Rosaliengebirges verschwinden zwischen Wiener-Neustadt und Mattersdorf, erheben sich aber von neuem im Leithagebirge, das nun 27 *km* lang die karpatische Richtung markiert. Zwar sinkt auch dieses Gneisgebirge wieder unter das Niveau der Ebene, doch tauchen als seine Fortsetzung bei Hainburg an der Donau die Hundsheimer Berge auf, die schon den bezeichnenden Bau der karpatischen Kerngebirge aufzeigen: ein kleiner Kern von Granit und kristallinen Schiefern ist hier von einem schmalen Saum von altem Quarzit und von Liaskalk umhüllt. Das Anstehen dieser Gesteine an beiden Ufern der Donau führt uns zu der Erkenntnis, daß die Kleinen Karpaten schon in Niederösterreich in den Hundsheimer Bergen ihren Anfang nehmen.

Auch die zweite alpin-karpatische Verbindungslinie entlang der Sandsteinzone ist lückenhaft. Wohl lassen sich die Schichten des Wiener Sandsteines ungefähr 16 *km* lang jenseits der Donau in karpatischer nordöstlicher Streichungsrichtung verfolgen, aber bei Ernstbrunn und Groß-Rußbach verschwinden sie unter Miocänbildungen, um erst bei Nikolsburg in kleinen Partien und jenseits der Thaya in breiter Zone wieder aufzutreten. So entsteht hier zwischen Alpen und Karpaten eine ungefähr 22 *km* lange Bresche, die eine völlige Unterbrechung bewirken würde, wäre nicht eine Reihe oberjurassischer Inselberge hierher gestellt, die als echt karpatische Wahrzeichen die Lücke überbrücken.

Am Übergange der Alpen in die Karpaten stoßen wir also gleichsam auf eine schwache Stelle im Gebirgsgerüste. Ein großer Teil der Übergangsregion ist in miocäner Zeit niedergesunken und es entstand hier jene weite Pforte, die das miocäne Meer vom Alpen- und Karpatennordrande quer durch das Gebirge in das innerungarische Becken eindringen ließ, die später nach Abzug des Meeres die Entwässerung des oberen Donaugebietes in das ungarische Becken ermöglichte und schließlich eine der bedeutungsvollsten Völkerstraßen geworden ist.

Merkwürdigerweise vollzieht sich mit dem Übergange vom ostwestlichen Streichen der Alpen zum nordöstlichen der Karpaten zugleich ein tiefgreifender Wandel nicht nur des Gebirgsbaues, sondern auch der Beschaffenheit vieler Schichtgruppen. Die Sandsteinzone, in den Alpen ein schmales Band, fast nur eine Vorstufe des Kalkgebirges, gelangt in den Karpaten zu mächtiger Entfaltung. Sie gewinnt hier nicht nur orographische Selbständigkeit, sondern bedingt mit ihren meilenlangen, einförmig-linearen Bergzügen einen besonderen Landschaftstypus, der wohl in keinem Gebirge so bedeutsam ausgeprägt ist, wie in den Karpaten. Die Kalkzone, in den Alpen das auffallendste und meistbewunderte Glied des Gebirgsbaues, verliert in den Karpaten an Selbständigkeit und Bedeutung. Das Urgebirge bildet in den Alpen im Verein mit paläozoischen Schiefern eine mächtige Zentralzone, in den Karpaten beschränkt es sich größtenteils auf einzelne kleinere, von mesozoischen Bildungen umzogene „Zentralkerne".

Nicht in langen schmalen Falten wie in den Alpen kommt hier im Bereiche der mesozoischen Ablagerungen die gebirgsbildende Kraft zur Auslösung, sondern jene kleinen Urgebirgskerne erscheinen gleichsam als Zentren der Faltung, zwischen denen sich tieferes, weniger gefaltetes und vielfach kesselförmig gesunkenes Land befindet. Das Eocänmeer, das in den Ostalpen hauptsächlich auf den Gebirgsrand angewiesen war, konnte in diese Binnenkessel überfließen und so in das Herz des Gebirges vordringen. Äußerst unregelmäßig verläuft der Südrand der Karpaten und an vielen Stellen kamen hier gewaltige Andesitmassen zum Ausbruch.

So auffallend sind diese Unterschiede, daß man leicht verleitet werden könnte, sie zu überschätzen und darüber die trotzdem bestehenden, wenn auch oft versteckten oder unscheinbaren Homologien alpinen und karpatischen Baues zu übersehen. Und das wäre umso weniger am Platze, als ja beide Gebirgssysteme im eigenen Bereiche ebenfalls große Abweichungen erkennen lassen.

Höhen- und Abflußverhältnisse.

Die Faltung äußerte sich in den Karpaten im allgemeinen mit geringerer Intensität als in den Alpen. Die einzelnen Ketten sind weniger eng zusammengepreßt, weniger hoch emporgetragen. An seinem Beginne erhebt sich das karpatische Gebirge in den Kleinen Karpaten nur bis zu 754 *m*; im nächstfolgenden Kerngebirge des Inovecz verzeichnet man Höhen bis zu 1042 *m*, dann im Mala Magura-Kerne bis zu 1162 *m*, im Mincsowzuge bis zu 1477 *m*, im Fatrakriván bis zu 1711 *m*. Das zentrale Tatragebirge endlich kulminiert in 2663 *m*. Die Karpaten nehmen also von ihrem Beginne an der Donau bis zu den zentralen Teilen allmählich an Höhe zu. Vom Zentrum nach Osten fallen die Ketten rasch ab, um sich in den Ost- und Südkarpaten neuerdings bis an 2000 *m* und darüber in die Regionen des Hochgebirges zu erheben, ohne aber die größten Höhen der Tatra zu erreichen. Infolge dieser verhältnismäßig geringen Höhe entbehren die Karpaten der er-

habenen Schönheit der Gletscherwelt und des ewigen Schnees, dagegen prangen diejenigen Gebirgspartien, die in der Eiszeit vergletschert waren (Tatra, Gyömbérkette, Czarnahora, Marmaroscher Alpen, Rodnaer Alpen, Transsylvanische Alpen und Bucsecs) in der vollen wilden Schönheit jener echtalpinen Felsformen, die eine spezifische Wirkung des Eises und Schnees bilden.

Die größten Höhen sind im allgemeinen an das Urgebirge und dessen Granitmassen gebunden, dennoch liegt die Hauptwasserscheide der West- und Zentral-, zum Teil auch der Ostkarpaten nicht hier, sondern in der Sandsteinzone. Das Urgebirge mit den sich daran anschließenden Falten mesozoischer Gesteine war schon vor Ablagerung der Hauptmasse der Karpatensandsteine gefaltet und der Einwirkung der Erosion ausgesetzt. Damals schon bestanden jene Tiefenregionen zwischen den gefalteten Kerngebirgen, die nicht nur dem Eocänmeere den Zugang eröffneten, sondern auch dem Abzuge des Süßwassers den Weg vorzeichneten. Als sich nun nordwestlich, nördlich und nordöstlich von der auf diese Weise durchgängig gemachten Zone der inneren, älteren Kerngebirge die Sandsteinzone aufwölbte, mußte diese trotz ihrer durchschnittlich geringeren Höhe zur Hauptwasserscheide werden, und die Gewässer der inneren Zone der Kerngebirge waren genötigt, nach Süden abzuziehen. Nur die Hohe Tatra nimmt hier eine Ausnahmestellung ein. Die innerkarpatischen Tiefenregionen bestimmen aber nicht bloß die Richtung des Abflusses, sondern naturgemäß auch die Lage der Ortschaften und Verkehrswege; sie ermöglichten den Ackerbau und die Entstehung kultureller Mittelpunkte. Da nun diese Tiefenregionen von der Lage der Faltungszonen abhängen, diese aber wiederum vorwiegend die Zentralkerne des Urgebirges umziehen, so gewinnt es den Anschein, als wäre die Position dieser Kerne entscheidend für die Anlage der Faltungszonen und damit auch der Tiefenregionen und wir erhielten hier ein merkwürdiges Beispiel dafür, wie ein geologisches Ereignis aus den ältesten Zeiten der Erdgeschichte nicht nur Erdperioden hindurch die spätere geologische und topographische Gestaltung bestimmen, sondern auch die menschliche Kultur bis an die Schwelle der Gegenwart beeinflussen kann.

Gliederung auf geohistorischer Grundlage.

Ein Hauptzug der tektonisch-topographischen Gliederung, wie sie durch die besondere Eigenart der geohistorischen Entwicklung der Karpaten geschaffen wurde, besteht in dem Gegensatze zwischen den geologisch älteren Innenzonen und der geologisch jüngeren Sandsteinzone. Von Norden, Nordwesten und Nordosten her umspannt die Sandsteinzone gleich einer riesigen Klammer die verschiedenartigen Teile des inneren und älteren Gebirges und schweißt sie so zu einer höheren Einheit zusammen. Sie ist größtenteils aus cretacischen und tertiären „Karpatensandsteinen“ zusammengesetzt und außen von einem schmalen Saum von jungtertiären, salzführenden

Ablagerungen umgeben. In der Außenregion befinden sich oberjurassische und untercretacische Klippen und Inseln.

Im vollen Gegensatz hierzu zeigen die inneren Zonen eine mannigfaltige Gestaltung. Ihr geologisches Baumaterial besteht in den Kernpartien aus dem Urgebirge, veränderten paläozoischen Schiefern und Granit, in den auflagernden und randlichen Partien aus den vorwiegend kalkig-dolomitischen Gesteinen der permisch-mesozoischen Schichtenfolge. Speziell der Außenrand ist durch eine merkwürdige Gestaltung ausgezeichnet: die mesozoischen Gesteine sind hier so sehr von klastischen Sedimenten der obercretacische und alttertiären Periode überschüttet, daß sie nur in kleineren Felspartien, als Nadeln, Kegel und Kämme aus den jüngeren Sedimenten aufragen. Nicht mit Unrecht hat man diesen randlichen Teil des älteren karpatischen Gebirges als Klippenzone bezeichnet.

Im Bereiche der inneren Zonen kann man einen äußeren und einen inneren Gürtel unterscheiden: der äußere besteht aus den schon erwähnten Kerngebirgen, in denen kleine Zentralmassen von Granit und kristallinen Schiefern von mesozoischen Felsarten umzogen und durch gewisse Tiefenregionen voneinander gesondert sind; der innere bildet eine breite Masse von Urgebirge, metamorphen Schiefergesteinen und paläozoischen Ablagerungen, auf der die mesozoischen Kalke deckenförmig ausgebreitet sind. Endlich gelangen wir am Innenrande des alten Gebirges an die vulkanischen Ausbruchsmassen und so ergibt sich für die mittleren und westlichen Karpaten von außen nach innen folgende geotektonische Gliederung:

1. Die Sandsteinzone.
2. Die Innenzonen mit folgenden Gliedern:
   a) der Klippenzone,
   b) dem Gürtel der Kerngebirge,
   c) dem inneren Gürtel (Veporgebirge und Zips-Gömörer Erzgebirge).
3. Die Vulkangebirge am Innenrande.

Von den Bestandteilen des inneren, älteren Gebirges ist lediglich die Klippenzone durch Kontinuität ausgezeichnet; die Zone der Kerngebirge und der innere Gürtel dagegen sind ostwärts nur bis zu der nordsüdlichen Bruchlinie des Hernádtales bei Kaschau zu verfolgen. An dieser Linie verschwindet das ältere Gebirge so vollständig, daß ostwärts, mit Ausnahme der kleinen Zempliner Gebirgsinsel, jede Spur davon unter dem Miocän und den Anschwemmungen des Bodrogköz, der Flüsse Ungh, Latorcza und Toplya verloren geht. In dieser Region der Ostkarpaten trifft man nach Verquerung der Sandsteinzone an deren Innenrande wohl noch Reste der Klippenzone an, aber alle anderen Glieder des älteren Gebirges sind versunken und mächtige Andesitmassen brechen unmittelbar am Rande der Klippen- und Sandsteinzone hervor.

Man muß weit nach Osten, bis an die Quellen der Theiß ziehen, um neuerdings auf ältere Gesteine und kristallinisches Gebirge zu stoßen. Hier

aber kommt eine etwas modifizierte Anordnung der Gebirgsglieder zur Geltung. Wir begegnen hier nicht mehr den so eigenartigen, isolierten Kerngebirgen der West- und Zentralkarpaten, sondern treffen eine einheitliche, durch die ganzen Ost- und Südkarpaten fast ununterbrochen hindurchziehende kristallinische Masse mit Auflagerungen von permisch-mesozoischen Gesteinen an, und dieses ältere Gebirge ist nicht von der Klippenzone durch ein Band alttertiärer Sandsteine getrennt, sondern es stellt sich unmittelbar in die Linie der Klippenzone ein. Infolge dieser Gestaltung kommen in den südöstlichen Karpaten nur drei Elemente des geologischen Baues in Betracht: die Sandsteinzone, das ältere Gebirge und die vulkanischen Massen der Innenseite.

Wie die älteren Ablagerungen durch ihr Material, ihre gegebene Plastik, ihren gegebenen geologischen Bau die Beschaffenheit und die Tektonik der jüngeren Bildungen mitbestimmten, so wurde auch das ältere Gebirge seitens der jüngeren geologischen Ereignisse beeinflußt, indem es teils von jüngeren Ablagerungen überdeckt, teils von vulkanischen Durchbrüchen und jüngeren tektonischen Bewegungen betroffen wurde. Naturgemäß macht diese Wechselwirkung an den Grenzen der gefalteten Ketten nicht Halt, sondern erstreckt sich auch auf das benachbarte Gebiet, das „Vorland". Ein tieferes Verständnis des Gebirges und seiner Entwicklung kann daher nur aus der Erfassung des Gebirgsganzen und seiner Umgebung erfließen.

Diese Tatsache konnte bei der vorliegenden Aufgabe, die österreichischen Karpaten nach ihrem geologischen Bau, ihrer Gestalt und Entstehung zu schildern, nicht unbeachtet bleiben. Die Beschreibung durfte sich nicht auf den österreichischen Anteil der Karpaten in Mähren, Schlesien, Galizien und der Bukowina beschränken, sondern mußte über die politische Grenze nach Ungarn und Rumänien übergreifen, sollte ein natürlich abgerundetes Bild gegeben und versucht werden, etwas tiefer an die Wurzel der natürlichen Zusammenhänge vorzudringen. Nur die dem eigentlichen Karpatenbogen ferner liegenden Partien, wie das Ungarische Mittelgebirge, die Transsylvanischen Alpen und die Gebirge im Westen Siebenbürgens konnten außerhalb des Rahmens der näheren Betrachtung bleiben.

Von dem „Vorlande" der Karpaten wird hier die „Podolische Tafel" nähere Erwähnung finden als das sudetische Gebiet, das im ersten Teile von „Österreichs Bild und Bau" eingehend dargestellt ist. Die konsequente Verfolgung des geohistorischen Gesichtspunktes, der dieser Betrachtung hauptsächlich zu Grunde liegt, erfordert es, bei der Zergliederung des geologischen Baues mit dem ältesten Teile des Gebirges zu beginnen, und daher wollen wir vor allen anderen das Urgebirge und die paläozoischen Bildungen näher kennen lernen.

II. Abschnitt.

Das Urgebirge und die paläozoischen Bildungen.

Allgemeine Gliederung. — Urgebirge und kristalline Schiefer in den West- und Zentralkarpaten. — Die Granitstöcke. — Das Carbonsystem. — Die erzführende Serie. — Das präpermische Gebirge der Ostkarpaten.

Allgemeine Gliederung.

In dem verwickelten Felsgefüge der Karpaten bilden die archäischen Massen gleichsam die Grundpfeiler. An sie schließen sich teils ursprünglich klastische, teils eruptive, später metamorphosierte Gesteine so innig an, daß es bisher nicht gelungen ist, sie durchgreifend vom Urgebirge zu unterscheiden und bestimmten Systemen mit Sicherheit zuzuweisen.

Nur die versteinerungsführenden Ablagerungen des Carbonsystems vermag man im Bereiche des inneren Gürtels und der Zempliner Insel deutlich abzusondern; in anderen Gebirgsabschnitten herrscht aber auch über die Kohlenformation nicht genügende Klarheit. Dies zwingt uns, das Urgebirge, die kristallinisch-metamorphen Schiefer und die paläozoischen Bildungen, mit Ausschluß des Permsandsteins, gemeinsam in Betracht zu ziehen, ein Vorgang übrigens, der in der Tatsache, daß sich Urgebirge und Paläozoicum der Karpaten gegenüber der permisch-mesozoischen Schichtenfolge wie eine geologische Einheit oder ein Grundgebirge verhalten, auch einer sachlichen Begründung nicht entbehrt.

Leider sind jetzt Zeit und Umstände für die Darstellung dieses Teiles der karpatischen Bildungen wenig günstig. Durch die Vertiefung der mikroskopischen und geologischen Untersuchungsmethoden sind erfreulicherweise neue Anschauungen über das Urgebirge und die kristallinen Schiefer teils schon entstanden, teils im Entstehen begriffen. Eine gründliche Umwälzung der Auffassung des Urgebirges beginnt zu Tage zu treten und nötigt zu neuerlicher Durchforschung der archäischen Massen.

In den Karpaten sind bisher einzig die Transsylvanischen Alpen und das Banater Gebirge im Sinne der neueren Ziele systematisch untersucht worden, Gebiete, die gerade hier nur ganz im allgemeinen in Betracht kommen. Betreffs der West- und Zentralkarpaten finden wir uns auf Beobachtungen aus einer Periode angewiesen, in der andere als die heutigen Gesichtspunkte maßgebend waren. Selbst der unsichere Weg der Umdeutung älterer Beobachtungen ist wegen ihrer außerordentlichen Lückenhaftigkeit in den meisten Fällen ungangbar. Wir werden uns daher mit einem vielfach schwankenden Bilde abfinden müssen.

Wenn Beudant[1] schon im Jahre 1822 annahm, daß Gneis und Granit, die ihm untrennbar verbunden schienen, einen früheren, Glimmerschiefer und

[1] F. S. Beudant. Voyage min. et géol. en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822, II. p. 83.

Tonschiefer einen späteren Lösungsniederschlag vorstellen, so leitete ihn hiebei offenbar die Beobachtung, daß im allgemeinen hochkristalline Gesteine den tiefsten und innersten Kern, weniger hochkristalline Gesteine aber zumeist den äußeren Mantel der Urgebirgsmassen bilden. Und dieselbe Beobachtung ist es im Grunde genommen, die später dazu geführt hat, im Bereiche des Urgebirges ganz allgemein eine ältere Gruppe von hochkristallinen Gneisen und Glimmerschiefern und eine jüngere Gruppe von weniger kristallinen Glimmerschiefern, Tonglimmerschiefern und Tonschiefern zu unterscheiden. Der Grad der Kristallinität bildete im Zusammenhange mit den Lagerungsverhältnissen die Grundlage dieser Gliederung. Von dieser Betrachtungsweise ließen sich namentlich die Geologen der Wiener Geologischen Reichsanstalt in den Fünfziger- und Sechzigerjahren des vorigen Jahrhunderts bei den Aufnahmen in den Karpaten leiten. In diesem Sinne unterschieden F. v. Hauer[1]) und G. Stache 1863 in Siebenbürgen zwei, später J. Böckh[2]) und B. v. Inkey[3]) im Banat und den Transsylvanischen Alpen drei Gruppen von kristallinen Schiefern mit nach oben abnehmender Kristallinität.

Bei Aufstellung dieser Gliederungen waren sich die Geologen dessen wohl bewußt, daß sich unter den Felsarten namentlich der oberen Gruppe solche befänden, die nicht eigentlich zum Urgebirge gehören, sondern nur mehr oder minder stark veränderte Sedimente aus paläozoischer Zeit vorstellen.[4]) Selbst die Vorstellung, daß sich unter den kristallinen Schiefern manche ursprüngliche Eruptivgesteine verbergen, war den Forschern schon damals nicht ganz fremd.

Dank den neueren Forschungen vermag jetzt der Geologe mit größerer Sicherheit als vordem die merkwürdigen, mit den Konvergenzerscheinungen der Lebewesen vergleichbaren Vorgänge zu überblicken, die einerseits ursprünglichen Eruptivgesteinen, andererseits klastischen Sedimenten die Merkmale der kristallinen Schiefer aufgeprägt haben. Blieb B. v. Inkey in seiner lichtvollen Studie über die Transsylvanischen Alpen bei der Einteilung der kristallinen Schiefer in drei Gruppen stehen, obwohl er wußte, daß sich darunter sowohl veränderte Sedimente wie Eruptivmassen befinden, so konnten F. Schafarzik, L. Mrazec[5]) und Munteanu-Murgoci schon um einen Schritt

[1]) F. v. Hauer und G. Stache. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863, S. 185.

[2]) J. Böckh. Bericht über die Tätigkeit d. k. ungar. geolog. Anstalt im J. 1880. — Erklärungen z. geolog. Detailkarte d. Länder d. ungar. Krone, Blatt Versecz.

[3]) B. v. Inkey. Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Tor. Math. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn IX, 1892, S. 20. Vergl. auch: G. Primics. Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Separatabdruck aus dem Jahrb. der k. ungar. geolog. Anstalt Bd. VI, Budapest 1884, S. 283—315. Mit einer geolog. Karte u. Durchschnitten. — G. Primics. Wanderungen in den Fogarascher Alpen. Jahrb. d. Ungar. Karpatenver. 1880, S. 405—441. — B. v. Inkey. Földt. Közl. 1884, 1—3. Geotektonische Skizze der westlichen Hälfte des ungar.-rumän. Grenzgebietes.

[4]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 504.

[5]) L. Mrazec. Considerations sur la zone centrale des Carpathes Roumains. Bull. Soc. Sc. phys. de Bucarest. Nr. 5—6: 1895. Vergl. auch: L. Mrazec et G. Munteanu-

weiter gehen und die fremden, teils sedimentären, teils eruptiven Bestandteile vom eigentlichen, echten Urgebirge abzuscheiden versuchen.

Die erste Gruppe Böckhs und v. Inkeys, die der granitischen Gneise und Granite, hat wegen ihres eruptiven Ursprungs aus der Gliederung der kristallinen Schiefer zu entfallen. Auch die dritte Gruppe v. Inkeys bedarf einer Revision, da wohl die Hauptmasse derselben wegen ihrer deutlich klastischen Herkunft dem eigentlichen Urgebirge fernsteht. Demnach unterscheiden wir mit Mrazec nicht drei, sondern nur zwei Gruppen von kristallinen Schiefern: die erste Gruppe bildet das echte Urgebirge und besteht aus hochkristallinen Gneisen, Glimmerschiefern, Granuliten und Hornblendeschiefern; die zweite Gruppe vereinigt hauptsächlich Hornblende-, Epidot-, Chlorit-, Sericit-, Talk- und Graphitschiefer, sekundäre Gneise, Quarzite und kristalline Kalke, kurz alle Gesteine von metamorphem Habitus, die wir noch nicht bestimmten paläozoischen Systemen zuzuweisen vermögen. Die obere Gruppe hat daher nur eine provisorische Bedeutung, ihre Auflösung und nähere Gliederung wird aber noch lange Zeit die Forschung beschäftigen.

Das Urgebirge und die kristallinen Schiefer in den West- und Zentralkarpaten.

Nicht als geschlossene Mittelzone, sondern in kleinere Partien geteilt, kommen in den West- und Zentralkarpaten die kristallinen Schiefer zu Tage. In der Außenregion sind sie als kleine Kernmassen im allgemeinen parallel zum Gesamtstreichen, im einzelnen aber doch ziemlich unregelmäßig angeordnet. Man kann der leichteren Übersicht halber eine äußere und eine innere Reihe unterscheiden: jene besteht aus den Kernmassen 1. der Kleinen Karpaten, 2. des Inovecz, 3. des Suchy- und Mala Maguragebirges, 4. des Zjar, 5. des Mincsow- und Fatrakrivángebirges, 6. der Tatra; diese aus den Kernmassen 7. des Tribecz, 8. der Schemnitzer Insel, 9. des Lubochniagebirges, 10. der Niederen Tatra. An diese Reihen gliedern sich weiter im Osten 11. die kleinen Kerne des Branisko- und 12. des Zempliner Gebirges an (s. die tektonische Karte). — Die kristallinen „Zentralkerne" dieser Kerngebirge stellen teils langgestreckte, teils ellipsoidische, teils auch

Murgoci. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales. II. Sur les gneis à cordiérite des Montagnes du Lotru. III. La wehrlite du mont Ursu. Bull. Soc. Sc. Nr. 3. Bucarest 1897. — G. Munteanu-Murgoci. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales. IV. Les Serpentines d'Urde, Muntin et Gäuri (Massif du Paringu). Annuaire du Musée de Géologie et Paléontologie de Bucarest 1898. — G. Munteanu-Murgoci. Structure géologique des Montagnes Muntinu et Urde. Communiqué à la soc. de sc. phys. de Bucarest, Decembre 1886. — L. Mrazec. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes Roumains. Arch. Sc. phys. et naturell. Genf 1897, 4. pér., t. III. — L. Mrazec. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes du Sud et spécialement des judete etc. Annuaire du Musée de Géologie Bucarest 1894. — L. Mrazec. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes du Sud. Bull. Soc. phys. Bucarest 1896, Nr. 1 et 2.

quadratische Massen vor. Die größten Ausmaße zeigen die Hohe und Niedere Tatra, diese mit 70 *km* Länge und ungefähr 10 *km* Breite, jene mit 48 *km* Länge und bis zu 11·5 *km* Breite.

Im Gegensatze zu den Kerngebirgen bildet 13. der Stock des Vepor- und des Zips-Gömörer Erzgebirges eine kompakte Masse kristalliner Gesteine von 130 *km* Länge und bis zu 40 *km* Breite und kann daher von allen kristallinen Stöcken der Westkarpaten am ehesten mit der Mittelzone der Ostalpen verglichen werden. Er gewährt einen besseren Einblick in die Zusammensetzung des alten Grundgebirges als die kleinen Kerngebirgsmassen, die nur Bruchstücke des präpermischen Gebirges zu unserer Kenntnis bringen. Einzelne von ihnen bestehen ja nur aus Granit, andere aus Granit und Urgebirge, wieder andere aus sämtlichen Hauptteilen des präpermischen Gebirges. Echtes Archaicum herrscht neben Granit in der Hohen Tatra, im Mincsow-, im Suchy- und Mala Maguragebirge. Im Vepor, Inovecz und in der Niederen Tatra ist es in geringerer Ausdehnung entwickelt.

Die Granitstöcke der West- und Zentralkarpaten.

Langgestreckte, seltener rundlich begrenzte Granitmassen spielen in allen Kerngebirgen eine wichtige geologische Rolle. Ihre mineralische Zusammensetzung[1]) dürfte größeren Schwankungen unterliegen, als man gewöhnlich annimmt; am Tribecz tritt an Stelle des normalen Granits nach F. SCHAFARZIK[2]) grobkörniger, orthoklasfreier Quarzdiorit.

Die Erscheinungen der Randfazies: Parallelstruktur, Streckung, undeutliche Schieferung, Chloritisierung und Epidotisierung sind namentlich am Nordrande des Tatra-Granitstockes beobachtet. Aplitische und pegmatitische Gänge durchsetzen da und dort das Gestein und an manchen Stellen scheiden sich quarzdioritische Partien aus. Am Südrande desselben Massivs streichen granitische Lagergänge durch die kristallinen Schiefer und Schieferzonen, im Felkatale mit großen Granaten, durch den Granit.

In weit verwickelterer Weise durchschwärmt in der Mala Magura ein Geäder von zahllosen Granitlagergängen feinschuppigen Gneis (s. Fig. 1 und 2). Viele dieser Gänge vereinigen sich radial zu einem mächtigen Granithauptstock; grobe Gänge zeigen häufig pegmatitische Struktur; in ganz feinen Adern differenziert sich in der Mitte Quarz, an den Salbändern Feldspat (s. Fig. 3).

Beobachtungen in der Tatra, im Mincsow- und Suchygebirge scheinen dafür zu sprechen, daß die kristallinen Schiefer an der einen Seite der Granitkörper unter den Granit ein-, auf der andern von ihm abfallen; ob das aber allgemein der Fall ist, bleibt fraglich.

[1]) J. SZADECZKY, Der Granit der Hohen Tatra. TSCHERMAKS Mineral. Mitt., Wien, 1892, XIII, S. 222.

[2]) F. SCHAFARZIK, Über die industriell wichtigeren Gesteine des Komitates Nyitra. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anstalt für 1898, Budapest, 1901, S. 272.

Die karpatischen Granite waren, wie wir sehen werden, wiederholten geodynamischen Einwirkungen ausgesetzt. Dennoch haben nur die weniger mächtigen, kleineren Gänge in einzelnen Gebirgen, wie besonders in der

Fig. 1. Granitinjektionen in dünnschieferigem Gneis in Fundstollen (Chvojnica), Mala Magura, nahe der Mündung des Grabens zwischen Wolfsberg und Pfaffenstollen.
a Granit, *b* Gneis. Der mächtigste Granitgang dieses Aufschlusses ist ungefähr 1 *m* breit.

Niederen Tatra, Parallelstruktur und Streckung angenommen. Die mächtigeren Massen bewahrten körnige Struktur und zeigen nur am Rande Schieferung. Die Kataklasstruktur ist bald nur angedeutet, bald typisch ausgebildet, allgemein dagegen herrscht tiefgehende Klüftung. Kontaktmetamorphose ist am Rande der Granitmassen bisher nicht bekannt.

Fig. 2. Granitinjektionen im Gneis von Fundstollen, Mala Magura.
a Granit, *b* Gneis. Der breiteste Granitgang ist 2 *cm* mächtig.

Fig. 3. Granitgang im Gneis von Fundstollen, Mala Magura, 1 *dm* mächtig.
a Gneis, *b* feldspatreiche Randzone, *c* quarzreiche Mittelzone.

Der Granit der Westkarpaten ist in mehreren Gebieten durch Goldführung ausgezeichnet: bei Limbach in den Kleinen Karpaten und bei Boca in der Niederen Tatra setzen goldführende Quarzgänge auf und in der Mala Magura wurde noch in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts Waschgold

aus plistocänen Schottern gewonnen. Auch jetzt noch ergiebig sind die berühmten gold- und antimonführenden Quarzgänge von Magurka in der Niederen Tatra.[1])

In den Hochgebirgsgebieten zeichnet sich der Karpatengranit durch außerordentliche Steilheit und Wildheit der Bergformen aus. Mit Unrecht hat man seinen Quarzreichtum dafür verantwortlich gemacht, denn nicht an

Fig. 4. Der granitische Hauptkamm der Hohen Tatra mit der Meeraugenspitze (2508 *m*), aufgenommen von J. Pichler vom Miedziane-Rücken.
Unterhalb des Hauptkammes das Kar des Meerauges, darunter der innerste Teil des Kares des Fischsees.

eine besondere Gesteinsbeschaffenheit sind die Schroffen gebunden, sondern an die ehemals vergletscherten Gebiete. Auch unsere Abbildung Fig. 4 zeigt dieses Zusammentreffen: nahe dem zerscharteten Hauptkamme senken sich als Anzeichen ehemaliger Vergletscherung prächtige Kare ein, deren tiefste

[1]) A. Meier. Gold- u. Antimonbergbau Magurka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 257. Über den Bergbau bei Chvojnica vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI. S 135.

Partien die vielbesprochenen kleinen Meeraugen umfassen. Unterhalb des Niveaus der plistocänen Vergletscherung stehen auch die Karpatengranite in flachen gerundeten Kuppelformen an, wie viele andere Vorkommen dieser Art. Das Mincsovgebirge bietet dafür ein schönes Beispiel (s. Fig. 5).

Das geologische Alter unserer Granite läßt sich nicht mit Genauigkeit bestimmen; so viel aber steht fest, daß sie nicht etwa einer postpermischen Intrusion angehören, wie der Tonalit der Ostalpen, sondern geologisch älter sind als die Permformation.[1]) Transgrediert doch der Permquarzit ganz allgemein über den Granit und an manchen Punkten, wie am Abfalle der

Fig. 5. Die granitische Kette des Mincsowgebirges im Waagdurchbruche bei Strecsnó. Im Vordergrunde der Chocsdolomit der Ruine Strecsnó mit dem darunterliegenden Neocom an den Granit des Zentralkernes angepreßt (Strecsnólinie).

Weißseespitze in der Osttatra, beginnt der Permquarzit mit einem Grundconglomerat aus Granitblöcken (s. Fig. 7). Ob aber der Granit nicht nur älter ist als die Permformation, sondern etwa auch älter als das übrige Paläozoicum, oder ob er verschiedenen Intrusionsperioden angehört, bleibt vorläufig eine offene Frage. Er scheint in gewissen Gebieten, wie z. B. in den Kleinen Karpaten oder an der Sulova im inneren Gürtel in Gesteine der paläozoischen „erzführenden Serie" eingeschaltet zu sein; gelänge es später, die Altersstellung dieser Gesteine näher festzustellen, so wäre die Möglichkeit einer etwas genaueren Altersbestimmung der Granitintrusionen näher gerückt.

[1]) Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. d. k. Akad. Wien 1897, 64. Bd., S. 647.

Das Carbonsystem.

Der erste Schritt zur Altersbestimmung dieser Schiefergesteine ist durch den Nachweis von carbonischen Versteinerungen in der Gegend von Dobschau im Bereiche des inneren Gürtels angebahnt. Schon in den Fünfzigerjahren fand hier Dr. Kiss marine Versteinerungen, die E. Suess mit bewundernswerter Kennerschaft trotz ihres schlechten Erhaltungszustandes als carbonisch feststellte und mit den Bleiberger Schichten in Beziehung brachte.[1]) F. v. Hauer schienen die Versteinerungen von Dobschau „unzweifelhaft mit jenen der sogenannten Gailtaler Schiefer der Südalpen übereinzustimmen“.

Den Hauptbestandteil der von einzelnen Pflanzenresten begleiteten Marinfauna bilden semiretikulate Producten, ferner treten große Spiriferen, Strophomenen, Choneten, Streptorhynchus, Discina, mehrere Zweischaler, Crinoiden und ein Trilobit (Griffithides dobsinensis Illés[2]) auf. Wären die Stücke nicht verzerrt und als Steinkerne erhalten, so könnte bei dem Reichtum der Fauna auch eine nähere Bestimmung des stratigraphischen Horizontes gewagt werden, nach dem bisher vorliegenden Material ist das aber noch nicht möglich.

Außerhalb Dobschaus sind von Stur[3]) und Bockh[4]) nur dürftige Crinoiden- und Produktenreste gefunden worden. In Toronya (Zempliner Insel) sammelte die „Technische Kommission“ schon 1836 Pflanzenreste (nach D. Stur[5]) Asterophyllites und Pecopteris). Für die feinere Altersbestimmung zwar belanglos, beweisen diese Funde immerhin die weite Verbreitung des Carbon im inneren Gürtel.

Bei Dobschau haben die Gesteine des Carbon, besonders die rostbraunen und grauen glimmerreichen Sandsteine, die dunklen Tonschiefer, die roten und grauen Conglomerate und endlich die äußerst spärlichen dunklen Kalke einen ziemlich normalen Charakter, sie zeigen nur verhältnismäßig geringe Spuren von Metamorphose. Etwas stärker verändert sind schon die so bezeichnenden roten und grünen Grauwackenconglomerate und dunkelroten Schiefer am Nordrande des Zipser Erzgebirges,[6]) und noch mehr tritt der sericitische Glanz bei den dünnplattigen grünen und rötlichen Schiefern von Krompach hervor, die Stur als Talkschiefer zum Permsystem gezogen hat. Dieser

[1]) S. F. v. Andrian. Vorlage der Aufnahmskarte für 1867. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 56. Vergl. ferner F. v. Hauer, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 509 u. W. Voit im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, 50. Bd., S. 707.

[2]) V. Illés. Földt. Közl. 1902, XXXII, S. 408.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 404.

[4]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVII, S. 229.

[5]) D. Stur in Abhandl. d. geolog. Reichsanstalt VIII. Die Culmflora d. Ostrauer u. Waldenb. Sch., S. 318, ferner Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, 41. Bd., S. 2. D. Stur scheint die Pflanzenreste des Zempliner Gebirges früher als *Cyatheites arborescens* und *Cordaites borassifolia* bestimmt zu haben. Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 510, S. 243.

[6]) A. Groddeck. Über die Gesteine der Bindt in Ober-Ungarn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 668.

Reichtum der petrographischen Entwicklung läßt vermuten, daß hier mehr als eine Stufe des Carbonsystems entwickelt ist.

Die erzführende Serie.

Am Nordrande des Zips-Gömörer Erzgebirges (bei STUR: Volovecmassiv) grenzen die Carbongesteine an eine geologisch sehr interessante und zugleich volkswirtschaftlich sehr wichtige Schichtgruppe an, in der zahlreiche und mächtige altberühmte Gänge mit Eisen- und Kupfererzen, Kiesen, Fahlerzen, Baryt und anderen Mineralen aufsetzen. Wir wollen sie als erzführende Serie bezeichnen und unterscheiden in ihrem Verbande zweierlei Hauptbestandteile: klastisch-metamorphe und eruptiv-metamorphe Gesteinsmassen.

In großer Mächtigkeit und weiter Verbreitung kommen verschiedenfarbige, weiße, graue, grünliche, gelbliche und selbst schwärzliche sericitische Schiefer und Quarzite, ferner graue Grauwackengneise vor. A. GRODDECK verglich die gelblichen Schiefer der Bindt mit dem „weißen Gebirge“ von Holzappel, dem Lagerschiefer von Mitterberg und dem weißen Schiefer von Agordo. VOIT unterschied bei Dobschau eine quarzreiche und eine chloritisch-talkige Abänderung.

Zwischen diesen Schiefern lagern im nördlichen Teile des Zips-Gömörer Erzgebirges mattglänzende, dichte, meist unvollkommen schieferige Grünsteine, deren Vorkommen ESMARCK[1]) schon 1798 beschrieben hat. L. ZEUSCHNER[2]) und D. STUR[3]) verfolgten Übergänge von der deutlich porphyrischen Ausbildung mit noch erhaltenen Plagioklasen zu dichten Grünschiefern, und solche Übergänge treten häufig genug auf, um jeden Zweifel an der eruptiven Natur dieser basischen Grünsteine zu beseitigen. Auch ein vollkörniges Tiefengestein scheint hierher zu gehören: der vielberufene, von F. BEUDANT fälschlich als Gabbro bezeichnete und von POSEWITZ und S. ROTH[4]) als Quarzdiorit erkannte Grünstein von Dobschau, der nach VOIT[5]) in Grünschiefer übergeht.

Noch mächtiger entfaltet sind im Bereiche der erzführenden Serie Porphyrschiefer. Manche Abarten erkennt man noch deutlich als Quarz-

---

[1]) ESMARCK. Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat. Freiberg 1798.

[2]) L. ZEUSCHNER. Gangverhältnisse bei Kotterbach und Poracs. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, 1853, XI.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 403.

[4]) TH. v. POSEWITZ. Bemerkungen über den Grünstein von Dobschau. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 79.

SAMUEL ROTH. Variet. d. Dobschauer Grünsteins. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 223. Vergl. auch L. NAGL Daten über den Diorit von Dobschau. Neues Jahrb. f. Min. 1882, I, S. 236.

[5]) W. VOIT. Geognostische Schilderung der Lagerstätten-Verh. von Dobschau, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, 50. Bd., S. 708.

porphyr, wie nach F. SCHAFARZIK[1]) die über 1 *km* mächtige Masse des Csúcsomer Tales bei Rozsnyó; andere dagegen sind in ein gleichmäßig phyllitisches Gestein mit Kataklasstruktur umgewandelt, wie die Masse der Berge Ivágyó und Bányaoldal bei Rozsnyó. Obwohl eine nähere Scheidung des klastischen von dem eruptiven Anteile der erzführenden Serie erst der Zukunft überlassen bleiben muß, können wir doch heute schon vermuten, daß ein großer Hauptteil der Gesteine dieser Serie zu den Porphyroiden gehört. STURS „Karpatengneis" und porphyrartiger Tonschiefer, höchstwahrscheinlich auch seine „Schiefer mit talkähnlichem Glimmer" und körnigen Grauwacken des Grantales[2]) werden zum Teil hierherzustellen sein.

F. v. HAUER[3]) betrachtete die Grünschieferzone am Nordrande des Zipser Erzgebirges wegen ihres Kontaktes mit der Kohlenformation bekanntlich für devonisch und vermutete, daß die übrigen „Tonglimmerschiefer" einer noch älteren Formation angehören könnten. Gewiß liegt dieser Deutung ein beachtenswerter Kern zu Grunde. Denkt man sich aber die Eruptivgesteine aus der erzführenden Serie gleichsam herausgehoben, so bleibt eine Reihe von Schiefergesteinen zurück, in die man vorläufig eine geologische Grenze zu verlegen kaum im stande sein wird. Obwohl die HAUERsche Deutung richtig sein mag, erscheint es daher doch vorerst konsequenter, auf die Absonderung des Devon zunächst zu verzichten und die gesamte erzführende Gruppe als eine von saueren und basischen Intrusivgesteinen durchsetzte metamorphe Schichtengruppe zu betrachten, deren Gliederung und Stellung im Rahmen des Paläozoicum zur Zeit noch nicht näher fixiert werden kann. Die erzführende Serie ist nicht nur im inneren Gürtel, sondern auch in der Niederen Tatra, im Tribecz, Inovecz und in den Kleinen Karpaten weit verbreitet.

Nebst der erzführenden Serie begegnet man in den West- und Zentralkarpaten verschiedenartige Quarzite, kristalline Kalkschiefer, Hornblende- und Chloritschiefer und undeutliche Gneise, deren Verhältnis zu der erzführenden Serie noch unaufgeklärt ist. Intensive Studien in der Natur und im Laboratorium werden notwendig sein, um hierüber Licht zu verbreiten. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis ist es ein Gebot der Vorsicht, diese kristallinen Schiefer als eine besondere, vielleicht etwas stärker metamorphe Gruppe von der erzführenden Serie zu trennen.

Ein kurzer Rückblick auf das präpermische Gebirge der West- und Zentralkarpaten läßt uns demnach vier Hauptgesteinsgruppen nebst den Granitintrusionen erkennen: als carbonisch unterscheiden wir im inneren Gürtel leicht metamorphe Conglomerate, rote und grünlich glänzende Schiefer, seltener Sand- und Kalksteine mit Versteinerungen. Die zweite vom

[1]) F. SCHAFARZIK. Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in d. Komit. Gömör und Szepes (Zips) in Nordungarn. Földt. Közl. 1902, XXXII, Heft 7 bis 10.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 350.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 507.

Carbon scharf getrennte, an Porphyroiden und Grünschiefern reiche Gruppe, sondern wir als „erzführende Serie"; als dritte Gruppe von unsicherer Stellung fassen wir metamorphe Quarzite, Sericitschiefer, kristalline Kalke, Hornblende- und Chloritschiefer zusammen und die vierte Gruppe endlich bildet das echte Urgebirge. Die zweite und dritte Gruppe dieser Aufzählung entsprechen der oberen Gruppe der allgemeinen Einteilung.

Das präpermische Gebirge der Ostkarpaten.

Grundverschieden von den Kernmassen der Westkarpaten erstrecken sich die kristallinen Schiefer der Ost- und Südkarpaten als eine fast ununterbrochene mächtige Zentralkette von den Quellen der Theiß bis an die Donauenge des Eisernen Tores. Nur im gesunkenen Persanyergebirge ist der Zusammenhang zerrissen, aber auch hier vermitteln mehrere Partien von kristallinen Schiefern den Übergang von der ostkarpatischen Masse zu der hochragenden und mächtigen Masse der Südkarpaten oder Transsylvanischen Alpen.

An die ostkarpatische Masse im engeren Sinne schließt sich die Masse der Rodnaer Alpen innig an und von dieser führen kleinere Inseln zu der mächtigen westsiebenbürgischen Masse des Bihar- und Erzgebirges.

Gewisse scharf ausgeprägte Merkmale verbinden diese Massen zu einem einheitlichen, geschlossenen Entwicklungsgebiete. Echtes Urgebirge nimmt hier viel geringere Flächen ein als die klastisch-metamorphen Felsarten. Bei diesen ist der ursprünglich klastische Charakter so deutlich ausgeprägt, daß Pošepny[1]) schon 1865 die kristallinen Kalke und Schiefer der Rodnaer Alpen für das Umwandlungsprodukt einer alten Sedimentärformation erklären konnte, für die er 1868 den Namen basturnische Formation vorschlug. Später warf K. Paul[2]) die Frage auf, ob nicht im Schiefergebirge der Bukowina die metamorphen Äquivalente des podolischen Silur zu suchen seien, und Bruno Walter[3]) verwies auf die Ähnlichkeit der Manganerzlager der Bukowina mit den entsprechenden Vorkommnissen im devonischen Kieselschiefer des Rheinischen Schiefergebirges.

Eine positive Grundlage strebte 1895 L. Mrazec[4]) an, indem er die Quarzconglomerate, dunklen Sandsteine, Graphitschiefer, Anthracite und lichtgrauen Sericitschiefer von Schela im Jiultale in den Südkarpaten als carbonisch deutete. Ähnliche Gesteine, und zwar graphitische, sericitische und kalkige Schiefer mit Realgar und kohlige Kieselschiefer sind in den Ostkarpaten, namentlich bei Sarul Dorna an der bukowinisch-moldauischen Grenze bekannt und es scheint, daß sie in den Ostkarpaten eine ziem-

[1]) F. Pošepny. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV. Verh., S. 183, Jahrb. XVIII. S. 53, XXIII, S. 74.

[2]) Geologie der Bukowina, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 330.

[3]) Bruno Walter. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 414.

[4]) Über die Anthracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpaten. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1895, Nr. XXVII.

liche Verbreitung besitzen.[1] Mag auch das geologische Alter nicht sichergestellt sein,[2] so bedingt doch schon die Sonderung dieser Scheleagruppe einen Fortschritt.

Die Hauptmasse der metamorphen Schiefer geringerer Kristallinität bildet als obere (2.) Gruppe einen mächtigen Verband von Sericitquarziten, gneisartigen Sericitschiefern, Chlorit-, Amphibol-, Epidot- und Talkschiefern, kristallinen Kalken und Kalkschiefern, der sich gegen das echte Urgebirge in den Südkarpaten diskordant und transgredierend verhält.

Die obere Gruppe der Ostkarpaten ist den Westkarpaten gegenüber durch die außergewöhnlich mächtige Entwicklung der kristallinen Kalke und der grünen Amphibol-, Epidot- und Chloritschiefer ausgezeichnet. Die rumänischen Geologen bezeichnen sie geradezu als die Gruppe der Grünschiefer und konstatieren eine große Ähnlichkeit mit der „Schieferhülle“ der alpinen Zentralstöcke. Beziehungen zu den Westkarpaten ergeben sich dagegen durch das Vorhandensein von Porphyroiden. Im Bihargebirge hat C. Peters schon 1861 diese Gesteine mit bewundernswerter Schärfe präzisiert. Viele Jahre später wurden sie von S. Athanasiu am moldauischen Pietrosu von F. v. Nopcsa in der Gegend von Déva festgestellt. Sie sind aber auch in der Bukowina und im Gyergóer Gebirge verbreitet und es wäre noch zu erweisen, ob nicht etwa manche Erzlagerstätten der Ostkarpaten mit diesen Gesteinen zusammenhängen.

Das echte Urgebirge besteht in den Ost- und Südkarpaten aus Gneis Glimmerschiefer, Cordieritgneis, feldspatreichem Hornblendeschiefer, vielleicht auch gewissen kristallinen Kalken. Es scheint im Bihar und in den Transsylvanischen Alpen stärker entwickelt zu sein als in den eigentlichen Ostkarpaten.

Granitische Massen stehen im Osten und Süden der Karpaten sehr im Hintergrunde und hierin offenbart sich einer der bedeutungsvollsten Unterschiede ost- und westkarpatischer Entwicklung. Die verstreuten kleinen Granitstöcke der Südkarpaten haben größtenteils schieferige Struktur angenommen; nur die innersten Kerne bewahren eugranitisches Gefüge. In den Ostkarpaten scheinen echte Granite mit erhaltener körniger Struktur sogar gänzlich zu fehlen. Dagegen bricht hier im Gyergóer Gebirge der so viel berufene mineralreiche Eläolithsyenitstock von Ditró zu Tage, den wir im IX. Abschnitte näher besprechen werden.

[1]) S. Athanasiu. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpaten, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 139.

[2]) Die Anthracite der Scheleaformation wurden zuerst, und zwar von M. Draghicenu (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, geolog. Karte von Rumänien) für mesozoisch erklärt. Da in neuester Zeit auch F. v. Nopcsa Beobachtungen machte, die auf einen Zusammenhang der Scheleaformation mit jurassischen Bildungen hinzuweisen scheinen, so dürfte die Klärung dieser Frage noch weitere Forschungen erfordern. In den Ostkarpaten liegt kein Grund vor, um die kohligen Kieselschiefer und die Tonschiefer von Sarul Dorna etc. dem Jura zuzuweisen.

III. Abschnitt.

Die permisch-mesozoische Schichtenfolge.

Allgemeine Verhältnisse. — Die subtatrische Entwicklung. — Hochtatrische Enklaven. — Die Ablagerungen der südlichen Klippenzone. — Die innerkarpatische Region. — Das ostkarpatische Gebiet. — Die Ostkarpaten und das sogenannte orientalische Festland.

Allgemeine Verhältnisse.

Das Carbonsystem schließt sich in den Karpaten eng an die älteren metamorphen Schiefergebilde an und teilt deren geologische Schicksale. Eine neue Epoche hebt mit dem Absatze von rötlichen Quarzsandsteinen und Quarzconglomeraten an, die man als permisch zu betrachten sich gewöhnt hat, und schließt mit kalkigen und dolomitischen Bildungen der Unter- und Mittelkreide. Wir bezeichnen die Ablagerungen dieser Epoche als permisch-mesozoische Schichtenfolge und erblicken in ihnen eine große geologische Einheit.

Wie sich in den Alpen die spezifisch alpinen Faltungen hauptsächlich an den Bildungen dieser Periode verkörpern, so war diese Schichtenfolge auch in den Karpaten einer Hauptfaltung unterworfen. Man sollte daher für die permisch-mesozoische Schichtenfolge große Mächtigkeit voraussetzen, denn diese wird ja oft als ein besonderes Kennzeichen gefalteter Ablagerungen bezeichnet. Für die Karpaten trifft dies aber nicht zu: bei Einstellung von Mittelwerten gelangt man zu einer Mächtigkeit von ungefähr 1200 *m* für die gesamte permisch-mesozoische Schichtenfolge der sogenannten subtatrischen Entwicklung, von ungefähr 800 *m* für die hochtatrische Entwicklung.[1] Und doch bilden diese Gesteine in den West- und Zentralkarpaten die Träger intensiver Faltungen! Noch geringer ist die Mächtigkeit der permisch-mesozoischen Gesteine in den Ostkarpaten, aus Gründen, die wir bald besprechen werden; allerdings ist hier auch die Faltung weit weniger stark.

Oft schon ist im einzelnen die Zugehörigkeit der mesozoischen Ablagerungen der Karpaten zur Mediterranprovinz dargelegt worden. Weniger bekannt und noch nicht genügend gewürdigt ist dagegen die Tatsache, daß innerhalb des karpatischen Ablagerungsraumes Unterschiede der Ausbildung der permisch-mesozoischen Schichten von zwar sekundärer, aber dennoch bedeutungsvoller Natur bestehen. Vor allem anderen fesselt hier der Gegensatz west- und ostkarpatischer Entwicklung: In den West- und Zentralkarpaten herrscht mit gewissen Ausnahmen vom Perm bis an die Basis der Oberkreide ununterbrochene Sedimentierung, die Schichtenfolge ist daher im allgemeinen vollständig: in den Ostkarpaten ist sie dagegen höchst lückenhaft und die Ablagerung war durch wiederholte Denudationsperioden unterbrochen. Zudem zeigen auch die Ablagerungen selbst in beiden großen Gebieten manche Verschiedenheiten.

[1] V. Uhlig. Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. d. k. Akad. Wien, 64. Bd., 1897, S. 682 (42).

Aber auch im engeren Rahmen der West- und Zentralkarpaten entwickeln sich nicht zu übersehende Differenzen. Der gleich zu besprechende Permquarzit ist hier auf die Kerngebirgsregion beschränkt, er fehlt dagegen im inneren Gürtel und die mesozoische Schichtenfolge beginnt hier erst mit den eigentlichen Werfener Schiefern.

In Trias und Jura greifen diese Differenzierungen um sich und nötigen uns zur Unterscheidung von vier Faziesgebieten (s. Fig. 6). Im Bereiche der Kerngebirge herrscht im allgemeinen die **subtatrische Fazies**, so benannt nach ihrem Vorkommen am Tatrarande. Nur einige kleine Enklaven sondern sich im zentralen Teile gewisser Kerngebirge als **hochtatrische**

Fig. 6. Faziesgebiete der Karpaten.
Die schräg schraffierten Partien im Bereiche der subtatrischen Region entsprechen den hochtatrischen Enklaven (I Tatra, II Niedere Tatra, III Mincsow, IV Inovecz, V Tribecz, VI Kl. Karpaten).

Faziesgebiete ab. Am Außenrande fügt sich das **Faziesgebiet der Klippenzone**, am Innenrande das **innerkarpatische Faziesgebiet** an.

Die subtatrische Entwicklung.

Die subtatrische Ablagerungsreihe setzt mit rötlichem, wohlgeschichtetem Quarzsandstein ein, dessen Bänke ein sehr bezeichnendes System von 30—100 *m* Mächtigkeit ohne Zwischenmittel aufbauen. Zu unterst kann ein Grundconglomerat aus Granitblöcken mit feldspatreicher, toniger roter Bindemasse auftreten (s. Fig. 7). Auch sonst gehen einzelne Bänke in Quarzconglomerat über. Nach oben vermitteln rote Schiefer und glimmerreiche Sandsteine den Übergang zum Werfener Schiefer.

Der Grundquarzit ist gänzlich fossilfrei; Pflanzenreste, die D. Stur dieser Bildung zugeschrieben hat, stammen in Wirklichkeit aus triadischem

Sandstein.[1]) Dieser Umstand erschwert die Feststellung sowohl des geologischen Alters, wie auch der Bildungsweise dieser wichtigen Ablagerung. Allgemeine Analogien und die Lagerung unter den Werfener Schiefern bilden die einzige Legitimation für ihre Einreihung in das Permsystem. Es läßt sich aber nicht verkennen, daß diese Sandsteine bei ihrem engen Zusammenhange mit den Werfener Schiefern sehr wohl auch nur die tiefste Partie der Untertrias bilden könnten.[2]) Wenn wir daher diese Bildung als permisch bezeichnen, so geschieht es einesteils, weil die Gründe zum Ab gehen von dieser bisher üblichen Bezeichnung nicht stark genug sind und andernteils mit Rücksicht auf das ähnliche Auftreten des Perm an der Basis des alpinen Mesozoicum.

Hinsichtlich der Entstehung ist vielleicht das Grundconglomerat der Osttatra vom eigentlichen Quarzit zu trennen: jenes könnte sehr wohl als

Fig. 7. Entwicklung des Permsystems südlich vom Kupferschächtenpasse (Béler Kalkalpen), Tatra.
1 Granit mit südwärts gerichteter Klüftung, 2 Rotes Grundconglomerat 3 *m*, 3 Quarzsandstein c. 9 *m*, 4 Roter Schiefer, 5 Hochtatrischer Liasjurakalkstein.

Land- oder Wüstenbildung aufgefaßt werden, dieser zeigt in der Ebenflächigkeit der Schichten und in der Natur des Gesteins die Merkmale eines echten Abrasionssedimentes. Der echte Permquarzit umrahmt stets die Zentralkerne; in größerer Entfernung von den Kernpartien geht er in eine Wechselfolge von roten Sandsteinen und roten Schiefern über, die in der Niederen Tatra und in den Kleinen Karpaten Decken von Melaphyr und Diabasporphyrit enthalten.[3]) Wahrscheinlich bildete sich der eigentliche

[1]) V. Uhlig. Geologie des Fatrakrivángebirges. Denkschr. d. k. Akad. Wien 1902, S. 3.

[2]) Vergl. die Ausführungen F. v. Hauers im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 511.

[3]) Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 513. Die Entdeckung der Melaphyre (in Breitenbrunn in den Kl. Karpaten) geht auf v. Lill und P. Partsch zurück. Vergl. P. Partsch Erläut. z. geogn. Karte d. Beckens v. Wien 1844, S. 17. — G. Tschermak. Porphyrgesteine Österreichs, Wien 1869, S. 233, Sitzungsber. d. k. Akad., 52. Bd., S. 265. — Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 17, XVIII, S. 337. — Andrian und Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 325. — Stein. Melaphyre d. Kl. Karpaten. Min. Mitt. III. 1881, S. 411.

Permquarzit in der Brandungsregion an den vorragenden Zentralkernen, während sich weiter nach außen in größerer Tiefe die feineren terrigenen Sedimente zu beträchtlicher Mächtigkeit anhäuften und zeitweilig von submarinen basischen Ergüssen überzogen wurden.

Die Trias bewährt sich im subtatrischen Gebiete insofern als eine dreiteilige Formation, als zu unterst Werfener Schiefer, in der Mitte mächtige Kalke und Dolomite, zu oberst bunter Keuper und Kössener Schichten ausgebildet sind.

Die Erforschung der karpatischen Trias begann mit dem Nachweise des so wichtigen Leithorizontes der Werfener Schiefer bei Schemnitz durch J. v. Pettkó und F. v. Hauer.[1] Auffallend stimmen sowohl die Versteinerungen wie auch der Gesteinscharakter der karpatischen Vorkommnisse mit den Werfener Schiefern der Alpen überein. Aber nur die innere Reihe der Kerngebirge ist durch die mächtige und typische Entwicklung der Werfener Schiefer ausgezeichnet; in der äußeren Reihe ist dieser Leithorizont auf ein Minimum reduziert. Es war daher ein besonderer Glücksfall, daß es M. Limanowki[2] gelang, in diesem Horizonte bei Zakopane die Leitversteinerungen der Werfener Schiefer aufzufinden. Man kann nun mit größerer Sicherheit als vordem die wenig mächtigen Schiefer zwischen Permquarzit und Dolomit der äußeren Kerngebirgsreihe als Vertretung der Werfener Schiefer ansehen. Über den Werfener Schichten erhebt sich als mittlere Abteilung der Trias, echt alpin in der Erscheinung, eine bis zu 300 *m* mächtige graue Dolomit- und Kalkmasse. Die tiefere Partie nimmt bei kalkiger Entwicklung das Aussehen des Guttensteiner Kalkes oder des Reiflinger Knollenkalkes an. Der um die Geologie der Karpaten so hochverdiente D. Stur[3] entdeckte hier an mehreren Punkten der Niederen Tatra und der Granbucht bei Neusohl Muschelkalkversteinerungen, besonders Brachiopoden, die sich auch in der Hohen Tatra, begleitet von Crinoiden, wiederfinden.

Die höhere Partie der mittleren Abteilung ist vielerorts durch Sandstein und Schiefer mit *Equisetites arenaceus* und *Halobia Haueri* von der tieferen geschieden. D. Stur setzte diesen detritogenen Horizont den Lunzer Sandsteinen und den Reingrabener Schiefern der Ostalpen gleich und stellte folgerichtig die obere Partie der Dolomite in den tieferen Keuper. Obwohl nun der detritogene Horizont nicht überall entwickelt ist, kann man doch wohl annehmen, daß die obere Partie der Triaskalke und Dolomite aus dem Muschelkalk allgemein in den Keuper eingreife.

[1] F. v. Hauer in Haidingers Mitt. Freund. d. Naturwiss. Wien VII. S. 19. — J. v. Pettkó. Geolog. Karte von Schemnitz, Abh. d. geolog. Reichsanstalt II, S. 5. Vergl. Stur Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 359. — Stache. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 266.

[2] Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900. S. 162.

[3] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 392, 361, 355—358 etc.

Daher entspricht die oberste Bildung der subtatrischen Trias, eine ungefähr 100 *m* mächtige Folge von roten Schiefern und weißen oder rötlichen Sandsteinen und Conglomeraten, nur dem bunten Keuper der germanisch-polnischen Trias, dem sie, wenn man von dem Mangel von Gips und Salz absieht, auch faziell sehr nahe steht. Dieselbe Periode, in der die Alpen und die innerste Karpatenzone den Absatz des mächtigen Dachsteinkalkes und Hauptdolomites erleben, bringt den Außenrand der Karpatenregion unter die Herrschaft von ähnlichen Verhältnissen wie sie im germanisch-polnischen Triasbecken bestanden.

In der rhätischen Stufe, an der obersten Grenze der Trias, führt zunehmender mariner Einfluß zur Bildung der bekannten dunklen Schiefer und blaugrauen Kalkbänke mit *Terebratula gregaria* und der Lithodendronkalke. Fast stets versteinerungsführend bildet diese Stufe der Kössener Schichten in Verbindung mit den darunter liegenden, auffallenden roten Keupermergeln wahrhaft den Leitstern des Geologen in dem Gewirre der versteinerungsarmen subtatrischen Ablagerungen.

Zu Beginn des Lias werden die kalkigen neuerdings durch detritogene Ablagerungen, graue Sandsteine und schwärzliche Schiefer verdrängt. Sie enthalten ziemlich allgemein marine Versteinerungen des Unterlias, Cardinien, Gryphaea arcuata u. a.; nur in der hochtatrischen Enklave führen sie an der Tomanowaalpe der Tatra auch Kohlenspuren und eine reiche Landflora,[1] welche die übliche Bezeichnung der Grestener Schichten für diese Bildung rechtfertigt. Die grauen Sandsteine sind übrigens nur in der Tatra als dunkel verwitternde mächtige Felsbänder (s. Fig. 8) entwickelt, in den übrigen Kerngebirgen nehmen sie so zahlreiche Crinoidenglieder auf, daß sie schließlich in graue sandige Crinoidenkalke übergehen. Die sogenannten Hierlatzkalke[2] des Zjargebirges sind wahrscheinlich nichts anderes als derartige brachiopodenreiche Crinoidenkalke.

Über den Grestener Schichten sind alle höheren Stufen des Lias, Dogger, Malm und Neocom im subtatrischen Gebiete in der einförmigen Fazies der Fleckenkalke und Mergel ausgebildet. Nur sporadisch kommen in diesen knolligen, durch eigentümliche graue Flecken gekennzeichneten, radiolarienreichen Gesteinen Versteinerungen vor und diese verteilen sich merkwürdigerweise nicht gleichmäßig auf alle Horizonte, sondern bevorzugen besonders die Hochstufe des Unterlias, den Oberlias und das Tithon.

Schon Neumayr[3] hat sich viel mit dieser Eigentümlichkeit der westkarpatischen Jura beschäftigt, ohne eine befriedigende Erklärung gefunden

[1] M. Raciborski. Flora Retycka w Tatrach. Rozpraw mat.-przyrod. Akademii w Krakowie XXI, S. 243. — Vergl. V. Uhlig, Geologie d. Tatragebirges I, S. 668 (28).

[2] G. Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 309. — J. Čermák im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 135.

[3] M. Neumayr. Penninischer Klippenzug, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI, 1871, S. 520—523.

zu haben. An eine Unterbrechung der Schichtenfolge und Ausfall einzelner Horizonte darf man aber wohl nicht denken; zu regelmäßig lagert an guten Aufschlüssen Bank auf Bank, als daß hier eine Unterbrechung der Ablagerung eingetreten sein könnte. Man betrachte nur die umstehende Abbildung der Béler Kalkalpen (s. Fig. 8). Bandweise ruhen über dem weißen Triasdolomit bunter Keuper, Rhät und der Felszug der Grestener Sandsteine (Pisanasandstein), dann die mächtige Serie der Fleckenmergel bis zu den hellen Kalken der Unterkreide. Nirgends zeigt sich der geringste Anhaltspunkt zur Annahme einer Lücke und so sind wir anzunehmen bemüßigt, daß die Fleckenmergel und die ihnen beigeordneten Gesteine in der Tat sämtliche Horizonte vom Unterlias bis in das Neocom vertreten.

Bei dieser Einförmigkeit der Entwicklung müßte man auf eine nähere Gliederung fast verzichten, böten nicht gewisse abweichend ausgebildete Horizonte feste Anhaltspunkte, wie der rote eisenreiche Hornsteinkalk und der Crinoidenkalk des Oberlias in der Tatra,[1] der rote und grüne Aptychenkalk des Tithon im Fatrakriván- und Lubochniagebirge,[2] die hellen splitterigen Tithonkalke im Suchy-, Mala Magura-, Zjar- und Facskowergebirge.[3]

Ohne deutliche Grenze gehen die tithonischen in neocome Fleckenmergel über. Hellere Farbe, dünnschichtige Beschaffenheit und größerer Tonreichtum sind manchmal, aber nicht immer Kennzeichen des neocomen Anteils der Fleckenmergel. Stur[4]) behauptete, daß die Ammoniten der verschiedenen Horizonte der Unterkreide in den Karpaten gemengt wären. Das beruht aber gewiß nur auf unrichtigen Bestimmungen und der Schwierigkeit, nach Horizonten zu sammeln. Im Chocs-, Fatrakriván- und Lubochniagebirge, wahrscheinlich in der gesamten Kleinen Fatra, nehmen plattige Kalkmergel und sandig-schieferige Mergel ein besonderes Niveau über den eigentlichen Neocommergeln ein, sie führen im Chocsgebiete *Desmoceras liptaviense*, eine Leitform der Wernsdorfer Schichten, und gehören wohl dem Barremien an. Nach oben gehen sie in hellen, versteinerungsfreien Dolomit über, der unter dem Namen Chocsdolomit (Karpatendolomit, Neocomdolomit Stur) vielleicht die auffallendste Erscheinung der subtatrischen Schichtenfolge bildet. Nicht mit Unrecht bemerkt F. v. Hauer von dieser merkwürdigen Rekurrenzfazies, „daß man sich sehr versucht fühlen müßte, diesen Dolomit mit weit älteren Gesteinen, namentlich den Triasdolomiten oder den Hauptdolomiten in Parallele zu setzen, wäre nicht ihre Auflagerung

[1]) Die Versteinerungen des tatrischen Oberlias, große Nautilen, Belemniten und Ammoniten, darunter *Am. bifrons*, wurden zuerst von L. Zeuschner nachgewiesen. — Vergl. Über d. Bau des Tatragebirges etc. Verh. d. russ.-min. Ges. 1847 u. a. a. O. L. Hohenegger, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1857, S. 143—146, 180.

[2]) D. Stur. Jahrb. IX, S. 107. Vergl. Geologie des Fatrakrivángeb. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. 1902, S. 528.

[3]) E. Stache. Jahrb. XVI, S. 312. — K. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, 1865, S. 347.

[4]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt IX, S. 131.

Fig. 8. Die Béler Kalkalpen, Tatra.

Rechts und im Vordergrunde Granit, an den sich heller, hochtatrischer Kalkstein anlehnt. Darüber liegt im Hintergrunde die subtatrische Schichtenfolge. Das ununterbrochene schmale Felsband entspricht den Grestener Schichten; darüber liegen Liasfleckenmergel und an den Spitzen die Schichten vom Oberlias bis zur Unterkreide. Unter den Grestener Schichten ziehen Rhät, bunter Keuper und in kleinen Schroffen Triasdolomit durch; letzterer ist von Untertrias und Permquarzit unterlagert und auf den hochtatrischen Kalkstein geschoben.

auf Neocomschichten an zahlreichen Stellen nachgewiesen". Die beistehende Abbildung (Fig. 9) zeigt den Chocsdolomit auch in seiner landschaftlichen Erscheinung als Rivalen des Triasdolomits. In manchen Gebieten, besonders in der Osttatra, tritt an seine Stelle zum Teil der helle, grobbankige und bituminöse Murankalk. Seltene Caprotinenreste im Murankalkstein sowie die Lagerungsverhältnisse des Chocsdolomits, weisen diesen spezifisch karpatischen Bildungen ihre Stellung im Aptien und Albien an.[1])

Die hochtatrischen Enklaven.

Der höhere und innere Teil des Zentralkernes der Tatra erwies sich zuerst als Träger einer eigenartigen, von der subtatrischen in mehrfacher

Fig. 9. Chocsdolomit am Ausgange des Vratnetales, Nordrand des Fatrakriványgebirges. (Photographie von A. Bilowitzki-Teschen.)

Hinsicht abweichenden Ausbildung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge. Später zeigte es sich, daß auch einige andere Kerngebirge, wie die Kleinen Karpaten, das Inovecz- und Tribeczgebirge, der Mincsow und die Niedere Tatra in ihren zentralen Partien eine „hochtatrische" Region haben, während die Umrahmungen des Lubochniagebirges, des Fatrakriván und vielleicht auch des Suchy-, Mala Magura- und Zjargebirges ausschließlich „subtatrischen" Charakter aufzeigen.

Zum Wesen der hochtatrischen Entwicklung gehört vor allem eine überaus dürftige Vertretung oder selbst gänzlicher Mangel der triadischen Ablagerungen. In der Tatra bildet eine höchstens 80—100 *m* mächtige

[1]) Geologie des Tatragebirges I, S. 34 (674).

Folge von roten Schiefern, Sandsteinen und dolomitischen Wacken die gesamte Vertretung der Triasformation. Marines Rhät ist nur an einer Stelle entwickelt, sonst folgen über den roten Triasschiefern unmittelbar die pflanzenführenden Sandsteine und dunklen Schiefer der Grestener Schichten. War die hochtatrische Zentralpartie der Tatra während der Triaszeit ein zeitweilig gehobenes oder auch nur ein untiefes Gebiet schwächsten Absatzes, so lagen andere Zentralkerne sicher trocken, denn sie zeigen zwischen Permquarzit und Lias entweder gar keine Spuren von triadischen Ablagerungen, wie die Kleinen Karpaten und der Tribecz oder nur schwache Andeutungen von Werfener Schiefern wie der Inovecz.

Fig. 10. Auftreten des hochtatrischen Liasjurakalksteins in den Tylkowe Kominy, Tatra. Aufgenommen vom Czerwony wierch upłażiański.

Westlicher Abschluß der hochtatrischen Antikline A_1 durch die Vereinigung der hochtatrischen Synklinen S_1 und S_2 in den Tylkowe Kominy. In der Schlucht zwischen den verschmelzenden Kalkzügen liegt ein kleiner Aufbruch von Permquarzit und rotem Schiefer, darüber Grestener Schichten. Im Vordergrunde hochtatrischer Kalkstein (Schlucht Kraków), an den rechts am Gładkie upłażiańskie die Mergel der transgredierenden Oberkreide diskordant angrenzen. Die Fortsetzung dieser Oberkreidepartie nimmt den Nordabhang der Tylkowe Kominy ein.

Das zweite Hauptmerkmal der hochtatrischen Faziesgebiete besteht in der einförmig kalkigen, an die alpine Trias erinnernden Ausbildung des Lias und Jura. Wenn man z. B. das hochtatrische Gebiet der Czerwone wierchy bei Zakopane in der Tatra betritt (s. Fig. 10), könnte man sich in irgend eine alpine Triaslandschaft versetzt wähnen, so groß ist die Ähnlichkeit der bankigen, zuweilen dolomitischen Kalke des hochtatrischen Lias und Jura mit den triadischen Kalken der Alpen, besonders dem Dachsteinkalk. Manche von diesen Vorkommnissen wurden denn auch früher als triadisch angesprochen.

In der Tatra konnte das Wesen dieser Kalke zuerst aufgehellt werden. Hier wurden in einem gewissen Niveau der Kalkserie rötliche Crinoidenkalke mit liasischen Spiriferinen (Alpe Upłaz), in einem etwas höheren Horizonte in weißen und rötlichen Crinoidenkalken und roten eisenreichen Ammonitenkalken Versteinerungen des Braunen Jura, speziell der Klausschichten aufgefunden. An der oberen Grenze kommen rote Knollenkalke und Hornsteinkalke mit Aptychen und entstellten Ammoniten und weiße Korallenkalke nach Art der Stramberger Kalke vor. Da nun diese Kalkserie in ihrem Verbande keine Unterbrechung erkennen läßt und an ihrer unteren Grenze durch Wechsellagerung in die unterliasischen Grestener Schichten übergeht, so muß man wohl die Annahme machen, daß die betreffenden Kalke dem ganzen Lias und Jura entsprechen.

In den übrigen hochtatrischen Enklaven zeigen die Lias- und Jurakalke geringere Mächtigkeit und etwas abweichende Ausbildung. Zwar ist auch in diesen Gebieten Einförmigkeit des Schichtenbaues und gelegentliches Vorkommen von Crinoidenkalk zu verzeichnen, aber die Kalksteine gehen häufig in dünnschichtige, selbst schieferige Ablagerungen über, die in den Kleinen Karpaten bei Marienthal den Charakter von Dachschiefern annehmen. Etwas ähnliches ist in der Tatra nicht bekannt. Die Schieferlagen zeigen oft einen leichten sericitischen Glanz, ja sie können selbst das Aussehen leicht metamorpher Schiefer erhalten.

Das war offenbar mit ein Grund, warum diese Kalke („Ballensteiner Fazies") in den Kleinen Karpaten lange Zeit für paläozoisch angesehen wurden, obwohl doch schon frühzeitig im Dachschiefer von Mariental *Harpoceras bifrons* und gezerrte Belemniten, in Theben Belemniten und in Ballenstein liasische Brachiopoden gefunden waren. Das merkwürdigste aber ist, daß diese Gesteinsveränderung in den weniger intensiv gefalteten Kerngebirgen weit stärker hervortritt als in der hochgradig gefalteten Tatra.

Wie groß der stratigraphische Umfang der hochtatrischen Kalke außerhalb der Tatra ist, läßt sich mangels entsprechender Versteinerungsfunde nicht sicher beurteilen. In den Kleinen Karpaten besteht ein Übergang des hochtatrischen in den subtatrischen Lias; in anderen Kerngebirgen ist die Grenze beider Entwicklungen durch eine Überschiebung scharf markiert.

Als Ursache der Faziesdifferenzierung kann man wohl mit gutem Grunde die Verschiedenheit der Bildungstiefe ansehen. Die radiolarienreichen Gesteine der subtatrischen Fazies sind gewiß in größerer Tiefe entstanden als die zum Teil koralligenen, crinoidenreichen hochtatrischen Kalke, eine Annahme, die mit der insularen Natur der Zentralkerne zur Triaszeit bestens übereinstimmt.

Die Ablagerungen der Klippenzone

ziehen sich als schmaler Saum am Außenrande der subtatrischen Region hin und haben bei dieser Lage naturgemäß gewisse Beziehungen zur subtatrischen Fazies.

Subtatrische Merkmale zeigen der bunte Keuper und die Kössener Schichten bei Homonna im Osten, Drietoma und Becko im Westen. Die dunklen Hornsteinkalke des Muschelkalkes von Becko entfernen sich schon merklich vom eigentlichen subtatrischen Typus und gänzlich auf die Klippenzone beschränkt ist der helle karnische Kalk mit *Amphiclina amoena* Bittner der kleinen Klippe von Kockócz in Waagtale.[1])

Die Gesteine des Lias und des unteren Dogger (Zone des *Ammonites opalinus* und *Murchisonae*) nähern sich den subtatrischen Fleckenmergeln, sind aber etwas toniger und vor allem wesentlich reicher an Versteinerungen. Den isolierten Liasfunden der subtatrischen Region steht in der Klippenzone ein Reichtum von Versteinerungen aus allen Hauptstufen des Lias gegenüber.

Im mittleren Dogger und Malm erscheinen Ablagerungen in einer Reihenfolge, die sonst im gesamten Karpatengebiete nirgends vorkommt: über den Opalinus- und Murchisonaeschichten weiße Crinoidenkalke, darüber rote Crinoidenkalke mit Versteinerungen der Bathstufe. Darüber rote Czorsztyner Kalke mit Versteinerungen des Kelloway, Oxford und Kimmeridge und endlich helle Brachiopoden-, Crinoiden- und Cephalopodenkalke des Tithon. Diese bisweilen äußerst wenig mächtigen Bildungen, von denen namentlich die Czorsztyner Kalke bis auf 6 *m* reduziert sein können, haben jene reichen Faunen geliefert, die namentlich durch die Beschreibungen von Zeuschner, Zittel und Neumayr eine so große Berühmtheit erlangt haben.

Merkwürdigerweise geht neben dieser versteinerungsreichen Ausbildung des Dogger und Malm eine einförmige versteinerungsarme Fazies einher, die den subtatrischen Fleckenkalken sehr nahe steht und die wir als Hornsteinkalkfazies bezeichnen. Auf die Bedeutung dieser Differenzierung hat besonders M. Neumayr[2]) aufmerksam gemacht. Leider sind die von ihm gewählten ansprechenden Bezeichnungen der hoch- und subkarpatischen Fazies nicht haltbar, seitdem man weiß, daß Fleckenmergel und Hornsteinkalk in der Tatra nicht ausschließlich herrschen, sondern gerade die höheren Teile dieses Gebirges einer besonderen Entwicklung vorbehalten sind. Die Ausdrücke sub- und hochkarpatische Fazies wurden daher durch „versteinerungsreiche“ und „Hornsteinkalkfazies“ ersetzt.

Schon Neumayr bemerkte Übergänge von einer zur andern Ausbildungsweise der Klippen; die Mannigfaltigkeit dieser Übergänge ist aber größer als er annahm. Beide Fazies wechseln im Bereiche der Klippenzone reihenförmig miteinander ab; der Abstand der einzelnen Reihen beträgt oft kaum 1 *km*. Gerade dieses Nebeneinandervorkommen und der häufige Fazieswechsel kennzeichnen nebst der geringeren Mächtigkeit und dem großen Fossilreichtum ganz besonders die Ablagerungen der Klippenzone.

Die Klippenkalke verschwinden unter der jüngeren Flyschdecke; erst in der Außenregion der Flyschzone kommen wieder ältere Gesteine zum

[1]) A. Bittner in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 183.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI, S. 475, 487—501. Vergl. Jahrb. 40. Bd., S. 743

Vorschein, jedoch keine Trias-, Lias- und Doggerbildungen, sondern nur Tithon und Unterkreide, und zwar in einer, in der Klippenzone unbekannten Ausbildung. Wir können hieraus den Schluß ableiten, daß sich der Bildungsraum der Klippenzone nahe dem ehemaligen, vom Flysch verdeckten Ufer des mesozoischen Meeres der inneren Karpaten befand. In tieferen Zonen wurden Hornsteinkalke, an seichteren Rücken und nahe dem Ufer die versteinerungsreichen Kalke abgesetzt. Wenn sich nun hier der ganze Versteinerungsreichtum des karpatischen Jura zusammendrängt, so liegt es sehr nahe, an eine Zusammenschwemmung oder Strandung der Ammonitengehäuse im Sinne von J. WALTHER zu denken. Besonders die Beschaffenheit der Czorsztyner Kalke und der Ammonitenbreccie von Rogóżnik kommen dieser Annahme sehr entgegen.

Die innerkarpatische Region.

Die Transgression der mesozoischen Serie beginnt im Gebiete des inneren Gürtels mit mächtigen, versteinerungsreichen Werfener Schiefern. Über diesen baut sich die gesamte Triasformation aus kalkigen Gesteinen auf. Zwar sind hier nur wenig Versteinerungen hauptsächlich im obersten Horizont der Trias gefunden worden, aber bei der gleichmäßig ruhigen Lagerung der Schichten genügt gerade dieses Vorkommen, um die kalkige Natur der mittleren und oberen Trias des inneren Gürtels zu erhärten.

Die reichsten Funde stammen aus dem Crinoidenkalk von Dernö. Nach den Bestimmungen von BITTNER und MOJSISOVICS entspricht die Cephalopoden-, Bivalven- und Brachiopodenfauna von Dernö der Zone des *Ammonites Metternichi*, also der jüngsten Zone des Keupers und ungefähr in dasselbe Niveau gehören die großen Dachsteinkalk-Megalodonten des Muránylateaus.[1] Vom bunten Keuper ist bisher nicht die geringste Spur nachgewiesen worden, an seine Stelle treten Kalke von echt alpinem Typus. Nicht im Bereiche der Kerngebirge, sondern im innerkarpatischen Gebiete findet der Geologe die volle und typische Entwicklung der ostalpinen Trias wieder, und obwohl dieses noch wenig erforschte Gebiet bisher den Eindruck großer Fossilarmut erweckt, kann man doch in Zukunft der Entdeckung mancher alpinen Fauna und vielleicht selbst noch der Auffindung von alpinen Mergelhorizonten entgegensehen.

Das Jurasystem spielt im inneren Gürtel eine geringe Rolle: bei Bugyik-Falva wies FOETTERLE[2] graue Hornsteinkalke mit Aptychen des Oberjura, bei Szalonna von Porphyr durchbrochene Liasbildungen nach.

[1] STÜRZENBAUM. Földt. Közl. IX, 1879, 287. — E. v. MOJSISOVICS. Chronologischer Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 1896, 105. Bd., S. 29—31. — A. BITTNER. Brachiopoden von Dernö, Anhang zu Brachiop. d. alp. Trias. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, 1890, S. 276—286. — Zahlreiche große Megalodonten kommen an der Wasserscheide zwischen Vereskö und Murány-Huta vor. Unmittelbar neben der Straße sind auf der Höhe mehrere Steinbrüche angelegt, in denen die zur Straßenbeschotterung verwendeten Megalodontenkalke gebrochen werden.

[2] F. FOETTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117.

Das ostkarpatische Gebiet.

Die permisch-mesozoische Schichtenfolge beginnt auch in der ostkarpatischen Region mit einem, auf kristallinen Schiefern diskordant aufruhenden Abrasionssedimente, einem durchschnittlich kaum 20 *m* mächtigen Quarzconglomerat und Sandstein von hellgrauer, rötlicher oder violetter Farbe, ohne Versteinerungen. Nach dem Vorgange von A. v. Alth wurde der Name Verrucano auf diese Felsart übertragen. Das klastische Gestein geht nach oben unvermittelt in eine authigene Bildung, einen schlecht geschichteten grauen Dolomit über.[1]) Weit mächtiger als das Verrucano-

Fig. 11. Verrucanodolomit von Pojorita, Bukowina.
Über dem Verrucanodolomit liegen rote Jaspisschichten. Die Schichtenfolge ist hier durch Bruch verdoppelt. Die Spitzberge im Hintergrunde (Adam und Eva) bilden die Fortsetzung der Verrucanodolomitzone (Innerer Flügel der großen Mulde).

conglomerat zieht der Verrucanodolomit, wie wir ihn nennen wollen, als ununterbrochenes Felsband durch die Landschaft (s. Fig. 11) und erscheint so als Hauptfelsart der ostkarpatischen Permformation. Nähere Parallelen und Vergleiche dieses interessanten Gesteins sei es mit dem alpinen Bellerophonkalk und dem Dolomit des alpinen Rotliegenden, sei es mit dem deutschen Zechstein, scheitern leider an dem gänzlichen Mangel an deutbaren Versteinerungen.

Über dem Verrucanodolomit erscheinen rote Schiefer mit Sandstein-

[1]) V. Uhlig. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 106. Bd., S. 190 (3).

und dunkelroten Jaspis- und Eisenkieselbänkchen, die an einzelnen Punkten in der Bukowina und im nordöstlichen Siebenbürgen echte Werfener Schiefer mit *Natiria costata*, *Myophoria costata*, *Pseudomonotis cf angulosa*, *Turbo rectecostatus* als Einlagerung enthalten. Die Jaspise und Eisenkiesel wurden früher für eine Art von Pietra verde, für vulkanische Tuffgesteine gehalten,[1] in Wirklichkeit bilden sie echte Radiolariensedimente. Die wenig mächtige Schichtgruppe der roten Schiefer geht nach oben in schwärzliche Schiefer und graue, glimmerreiche Sandsteine über.

C. Paul[2] stellte in der Bukowina eine Schichtgruppe des obertriadischen Kalksteines auf und dieses Vorgehen war scheinbar durch die Tatsache gerechtfertigt, daß die Bukowina und das nordöstliche Siebenbürgen eine Anzahl reicher, in Kalkstein erhaltener Triasfaunen geliefert

Fig. 12. Klippe von weißem karnischen Riffkalk mit *Halobia austriaca* im Valea mare bei Kimpolung, Bukowina.

1 karnischer Riffkalk, 2 Conglomeratbulle, 2a Conglomeratarmer Teil der Umhüllung, Sandsteinbänkchen und Schiefer mit einzelnen Kalkgeschieben (Neocom). Fig. 13 zeigt die photographische Aufnahme der Kontaktpartie zwischen 1 und 2. Die Klippe ist durch Steinbruchbetrieb stark reduziert

haben. Im Pareu Cailor bei Pojorîta in der Bukowina kommen rote Halobienkalke und eine Trachycerenfauna des Wengener Horizontes vor, bei Pojorîta rote Kalke mit der Fauna des *Trachyceras Aon* der karnischen Stufe; graue Riffkalke mit karnischen Bivalven (Halobia austriaca) und Brachiopoden treten in Valea mare bei Kimpolung in der Bukowina auf und aus dem Nagy Hagymásgebirge in Siebenbürgen brachte F. Herbich[3] reiche Funde

[1] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, 30. Bd., S. 167.

[2] Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, XXVI, S. 291. Vergl. die dazu gehörige geolog. Karte.

[3] F. Herbich. Das Széklerland, Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt. Bd. V, 1878, S. 80 etc. Vergl. ferner E. v. Mojsisovics, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 142. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1896, 105. Bd., S. 38. — V. Uhlig in Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 98. Bd., S. 783.

von Hallstätter Kalken der norischen Stufe bei. Dieselbe Stufe ist durch Hallstätter Kalk im Valea Mesteacan bei Kimpolung vertreten und endlich erscheinen bei Pojorîta auch graue Korallenkalke mit rhätischen Brachiopoden. Diese Vorkommnisse könnten sehr wohl dazu verleiten, sich die Zusammensetzung der ostkarpatischen Trias etwa nach dem Muster der kalkreichen Obertrias der Ostalpen vorzustellen.

In Wirklichkeit aber existiert weder in der Bukowina, noch im nordöstlichen Siebenbürgen eine kontinuierliche Ablagerung von obertriadischem Kalkstein, sondern die versteinerungsreichen Kalkvorkommnisse bilden lediglich kleine, unscheinbare, oft Kilometer weit voneinander entfernte,

Fig. 13. Karnische Riffkalkklippe des Valea mare bei Kimpolung, Bukowina.
Rechts weißer Riffkalk, links das mächtige, durch dunklen Ton leicht verkittete Kalkconglomerat (s. Fig. 12).

isolierte Schollen. So erscheint z. B. der „Blutstein“ genannte Halobienkalk im Pareu Cailor als eine Scholle von 3 bis 4 *m* Mächtigkeit und 6 bis 8 *m* Länge, andere sind noch viel kleiner und selbst das größte Vorkommen, der karnische Riffkalk des Valea mare bei Kimpolung, stellt sich nur als eine zuckerhutförmige Klippe mit einem Durchmesser von kaum mehr als 60 *m* dar. Einzelne dieser Schollen sind von einem mächtigen Mantel von Geschieben umhüllt und verraten sich so auf das unzweideutigste als echte Inselklippen, wie der Zuckerhut des Valea mare (vgl. Fig. 12 und 13), oder sie liegen als große Blöcke im Conglomerat und neocomen Ton, wie die rhätischen Riffkalkblöcke von Pojorîta (vgl. Fig. 14).

Andere Schollen dagegen gehen sicher in das kontinuierlich fortstreichende Hauptgestein über; z. B. der Blutstein im Pareu Cailor in die roten Jaspisschichten. Namentlich die schwärzlichen Schiefer scheinen derartige anscheinend koralligene Miniaturriffe zu führen. Somit gehören die isolierten Triaskalkschollen der Ostkarpaten trotz ihres scheinbar gleichartigen Auftretens in zwei, geologisch grundverschiedene Kategorien: Die einen bilden ursprüngliche Miniaturriffe infolge heteropischer Differenzierung, die anderen Klippen und Blöcke infolge von Denudationsvorgängen. Waren nun alle die zahlreichen Kalkschollen, die jetzt als echte Inselklippen und Blöcke von jüngeren Gesteinen umhüllt sind, ehedem solche kleinere heteropische Riffeinlagerungen nach Art des „Blutsteins" oder bestand an der oberen Grenze der ostkarpatischen Trias, etwa in der norischen und rhätischen Stufe, ursprünglich doch eine zusammenhängende Kalkbildung? Diese Frage bestimmt zu beantworten und so die durch Denudation stark mitgenommene ostkarpatische Trias gleichsam zu rekonstruieren, erscheint heute leider noch verfrüht und wird vielleicht auch später nicht völlig gelingen. Die Tatsache, daß die Jaspisschichten mindestens bis zum Niveau der Kalkscholle des Pareu Cailor, also bis zum Wengener Horizonte reichen und darüber noch schwarze Schiefer mit Kalklinsen folgen, beweist, daß mindestens der größere Teil der ostkarpatischen Triasformation aus schieferigen, kieseligen und sandigen Gesteinen von geringer Mächtigkeit zusammengesetzt ist, in denen Kalke nur als kleine Riffe und Linsen sporadisch auftreten. Ob dagegen an der obersten Grenze der Formation nicht vielleicht doch eine zusammenhängende Kalkbildung bestand, bleibt vorläufig unentschieden. Die Trias der Ostkarpaten scheint sich zur ostalpinen Trias ähnlich zu verhalten, wie die schieferigen Devonbildungen Deutschlands mit ihren „hercynischen" Kalklinsen zu dem rein kalkigen Devon Böhmens und der Alpen. Auch das Tithonriff von Stramberg, die neocomen Korallenkalke der Bukowina und die Cipitkalke Tirols könnten wegen ihrer Beziehungen zu gleichalterigen Schiefern zum Vergleiche herangezogen werden.

Fig. 14. Blockklippe von rhätischem weißen Riffkalk, umschlossen von einer Conglomerathülle in Fundul Pojorita, Bukowina.

1 Rhätischer Kalk, 2 dunkler Ton mit Geschieben, in eine Spalte des Kalksteins eingreifend, neocom.

Im Persanyer Gebirge erlangen echte Werfener Schiefer und Muschelkalk eine etwas größere Mächtigkeit, aber auch hier weicht die Ausbildung der Schichten zwar nicht im Handstücke, wohl aber im Gesamtauftreten vom gewohnten Bilde der alpinen Trias wesentlich ab.

Basische Eruptionen, auf die wir im XI. Abschnitte zurückkommen, begleiten die Ablagerung der ostkarpatischen Trias, die sich wohl sicher

in ununterbrochener Folge vollzog, denn es sind ja fast sämtliche Stufen der Trias paläontologisch vertreten. Die erste sichergestellte Unterbrechung der Sedimentation erfolgte zu Beginn des Lias. Eine Kontinentalperiode von, geologisch genommen, kurzer Dauer trat ein, in der die eben gebildeten Ablagerungen zum ersten Male zerstörenden Angriffen ausgesetzt waren.

Im Osten der Südkarpaten, im Burzenlande bei Kronstadt, gewann das Meer zuerst wieder Boden; die Ablagerungen hatten aber zunächst noch litoralen Charakter. Aus der Zerstörung der anstehenden kristallinen Schiefer gingen Conglomerate, Sandsteine und Schiefertone hervor, die unmittelbar auf dem Urgebirge abgesetzt wurden. Kohlenflötze und zahlreiche Landpflanzen verraten die Nähe des Festlandes, der marine Einfluß war aber in Zunahme begriffen, denn man findet unmittelbar über der Kohle Kalkbänke mit Cardinien und anderen marinen Muscheln, Belemniten und Brachiopoden in ähnlicher Mischung wie in den Grestener Schichten der Nordalpen und in Fünfkirchen.[1]) Das Meer des Unterlias breitete sich weit nach Norden aus; die Spuren seines Übergreifens verfolgen wir an drei wahrhaft winzigen Schollen von unterliasischem roten, ammonitenreichen Knollenkalk, (sogenanntem Adnether Kalk) im Altdurchbruche des Persanyer Gebirges bei Alsó-Rákos, im Nagyhágymásgebirge und im Valea sacca bei Kimpolung in der Bukowina. In Valea sacca[2]) liegt der rote Knollenkalk mit Ammoniten der Hochstufe des Unterlias auf Jaspisschichten, seiner Ablagerung ging also eine beträchtliche Abtragung voraus. Eine noch intensivere Denudationsperiode folgte nach: von der Ablagerung des Unterlias, die einst die ganzen Ostkarpaten vom Persanyer Gebirge bis in die Bukowina bedeckt haben mußte, blieben, so viel man weiß, lediglich jene drei oben erwähnten Schollen zurück, deren größte bei 3 *m* Mächtigkeit kaum 50 *m* weit zu verfolgen ist.

Diese kontinentale Denudationsphase dauerte in der Bukowina und im nordöstlichen Siebenbürgen höchstwahrscheinlich bis in die Zeit des Unteroolith. In das Burzenland hingegen drang das Meer schon zur Zeit des Oberlias ein und hinterließ hier gelbliche, ungemein glimmerreiche, kalkige Sandsteine mit *Harpoceras bifrons* und anderen Ammoniten und Belemniten. Der Oberlias zeigt eine von den Grestener Schichten, der Unteroolith eine vom Oberlias unabhängige Verbreitung; somit mußte das Meer des Oberlias zurückgetreten sein, um im Unteroolith das verlorene Gebiet wiederzugewinnen.

Die Braunjura-Transgression erstreckte sich über die gesamten Ostkarpaten. Teils sandige, teils tonige, bisweilen etwas kalkige, stets glimmerreiche Ablagerungen finden sich in Denudationsresten über die ganze ost- und südkarpatische Area ausgebreitet. Mindestens zwei Horizonte sind hier paläontologisch nachweisbar: der tiefere entspricht dem oberen Bajocien, der höhere den altbekannten und weitverbreiteten Klausschichten (Bathonien).

[1]) D. Stur. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 57. 1872, S. 341—347.
[2]) V. Uhlig. Liasfauna von Vale sacca, Abh. d. Ver. „Lotos", Prag.

Die transgressive Natur dieser Ablagerungen ist durch zahlreiche Beobachtungen belegt: auf Butia Psenilor, nordwestlich von Pojorita liegen schwärzliche Schiefer mit *Posidonomya alpina* und Belemniten auf triadischem Kalkstein und umfließen mehrere kleine Klippen dieses Kalkes; in Kisere bei Zsedanypatak und auf Piatra Nițana im nordöstlichen Siebenbürgen ruhen kalkigsandige Braunjuraschichten mit Ammoniten und Belemniten unmittelbar auf Verrucanogesteinen, im Burzenlande unmittelbar auf kristallinen Schiefern. In Isvoralb bei Kimpolung in der Bukowina enthält der Braunjura mit *Sphaeroceras* sp. ein mächtiges Conglomerat von Sandsteinfragmenten aus der Schichtgruppe der schwärzlichen Triasschichten. Wahrscheinlich wurde auch das Tonmaterial dieser Triasschichten zum Aufbau der schwärzlichen Braunjuragesteine der Bukowina mitverwendet.

Die Meeresbedeckung und die Ablagerungsphase des Braunjura hat in den Ostkarpaten offenbar einen nicht unbeträchtlichen Teil des Bajocien und Bathonien in Anspruch genommen. Eine genauere Feststellung der oberen Grenze dieser Phase ist nicht nur durch die Versteinerungsarmut, sondern auch durch die Unbestimmbarkeit des Umfanges der nachherigen Denudation sehr erschwert. Aus der Verteilung des Dogger und seinem Verhalten zu den räumlich getrennten Ablagerungen des Malm kann für die Bukowina und das nordöstliche Siebenbürgen auf eine ehemalige Denudationsperiode zwischen Dogger und Malm geschlossen werden.

In den Südkarpaten[1]) nahm man bisher die Vertretung eines Teiles des Bajocien und der Bathstufe an; nach Popovici-Hatzeg[2]) kommt hier aber auch *Macrocephalites macrocephalus*, die berühmte Leitform des unteren Kelloway vor. Im Gebiete des felsigen Königssteins beginnt die Braunjura-Transgression über dem Kristallinen nach den schönen Darlegungen von J. Simionescu[3]) mit sandigen Kalken des oberen Kelloway. In beiden Gebieten aber bauen sich über dem braunen Jura in konkordanter Lagerung die weißen Kalke des Malm auf.

In diesen Kalken hat man bisher freilich nur Versteinerungen des Tithon, besonders Korallen, Brachiopoden, Nerineen und Diceraten[4]) nachgewiesen, da aber ihre Mächtigkeit außerordentlich groß, für eine Stufe wohl allzugroß ist, — beträgt sie doch am Königsstein an 800 *m* —, da ferner zwischen den Braunjura-Gesteinen und den Malmkalken keine scharfe Grenze besteht, so muß man mit der Möglichkeit rechnen, daß die Ablagerung

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 28—31, 126. Vergl. ferner Simionescu l. c., Herbich, Données paléont., Annuaire Bureau géol. Bucarest 1885, III., S. 108. — K. Redlich, Geol. Stud. Rumänien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 77.

[2]) Popovici-Hatzeg, Étude géol. des env. d. Campulung et de Sinaia. Paris 1898, S. 75.

[3]) Simionescu im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, 48. Bd., S. 20. Fauna calloviana din Valea Lupului. Bucuresti 1899.

[4]) Hauer u. Stache, Geologie Siebenbürgens. Wien 1863, S. 161. Vergl. Herbich, Széklerland, ferner besonders Popovici-Hatzeg, Note prélim. Calc. tith. et néoc. Paris 1897, Étude géol. env. de Campulung, Paris 1898, S. 84. — J. Simionescu, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 25.

in den Südkarpaten aus dem braunen ununterbrochen in den weißen Jura fortgesetzt wurde, und daher jene negative Phase zwischen Dogger und Malm, die wir für die Ostkarpaten als wahrscheinlich bezeichneten, in den Südkarpaten vielleicht nicht eingetreten sei.

Zur Zeit des Kelloway vollzog sich im Burzenländer Gebiete eine kleine Erweiterung des Meeres in westlicher Richtung nach dem Königsstein hin, und weitere lokale Übergriffe des Meeres auf kristalline Schiefer scheinen sich im Tithon ereignet zu haben.

Fig. 15. Der Tithonkalkzug des Nagy Hágymas bei Bálanbánya im nordöstlichen Siebenbürgen.

Nach einer Aufnahme von L. von Lóczy.

Im Vordergrunde Gneis und kristalline Schiefer; darüber ein schmales Band von Verrucanodolomit, darüber Spuren von Trias und Jura und in ununterbrochenem Zuge Acanthicusschichten und heller Tithonkalk. Links die isolierte Kuppe des Egyes-kö. Innenflügel der großen ostkarpatischen Randmulde.

Als weißblinkende Riesenmauer ziehen sich die Tithonkalke durch das Gyergóer Gebirge (s. Fig. 15). Ihre Unterlage bilden rote und grünliche Knollenkalke mit zahlreichen Ammoniten der Acanthicusschichten. Von hier stammt hauptsächlich das Material zu Neumayrs klassischer Arbeit über die Acanthicusschichten und zu Herbichs verdienstvoller Monographie. Nach oben gehen die Acanthicusschichten allmählich in die Tithonkalke über, nach unten bricht die Juraserie scharf ab und liegt diskordant auf Trias, Lias und Dogger. Hier ist also sicher eine Malmtransgression anzunehmen.

Am Außenflügel der mesozoischen Mulde der Bukowina vertreten rote

plattige Kalkschiefer mit *Aptychus imbricatus* einen hohen Horizont des Malm, vermutlich das Tithon, und sind einerseits mit dünnschichtigen Kalksandsteinen, Mergelschiefern und massigen Conglomeratsandsteinen (Muncelconglomerat C. Paul) innig verbunden, andererseits gehen sie in eine Wechsellagerung von kalkigen Sandsteinen und dünnschichtigen hellen Kalkmergeln mit neocomen Aptychen und Belemniten über. Leider konnte wegen der Versteinerungsarmut dieser Gesteine bisher nicht genau bestimmt werden, wie tief die Sandsteinbildung in den weißen Jura herabreicht. Am Innenflügel der bukowinischen Mulde fehlt diese sandkalkige Malm- und Neocomfazies, vielleicht ist hier aber das Tithon in der tieferen Zone der über 300 *m* mächtigen Korallenkalke des Rarău enthalten. Diese führen zwar in ihren höheren Partien neocome Caprotinen,[1]) das brauchte aber die Zugehörigkeit der tieferen Partie zum Tithon nicht auszuschließen.

In den gesamten Ostkarpaten ist das Tithon mit dem Neocom so innig verknüpft, daß es fast unmöglich ist, eine scharfe Grenze zwischen diesen Bildungen zu ziehen, wenn nicht zufällig glückliche Versteinerungsfunde die Sonderung unterstützen.[2]) Das gilt sowohl für die sandig-kalkige wie die koralligene Fazies. Da die aus den koralligenen Tithonkalken hervorgehenden untercretacischen Caprotinenkalke jedenfalls dem Mittelneocom, wahrscheinlich auch dem Urgonien und Aptien entsprechen, so überdauerte hier die Korallenfazies an der Wende vom Jura zur Kreide, ähnlich wie dies von J. Böckh für das Banater Gebiet erwiesen ist, mehrere Stufen in ununterbrochener Folge.

Die untercretacischen Korallenkalke zerfallen in der Bukowina in kleinere Partien, zwischen denen sich graue sandige Tone befinden. In einzelnen Fällen ist der Übergang vom Kalk zum Ton dadurch vermittelt, daß sich die Kalkpartien am Rande in kleine Rasen auflösen und der Ton Büschel von Korallen aufnimmt. In anderen Fällen schließen sich Kalk und Ton schroff gegen einander ab. Es wäre schwer zu entscheiden, ob die Tone der letzteren Art nicht vielleicht einer transgredierenden Oberkreidebildung angehören, wenn es nicht G. Stefanescu[3]) gelungen wäre, in einer solchen zwischen die Kalkmassen der Pietrile Doamne am Rarău eingesenkten Tonpartie Versteinerungen zu entdecken. *Desmoceras Matheroni* und *D. cf. liptaviense* verbürgen hier die Zugehörigkeit dieses Tones zum Aptien und damit auch die ungefähre Gleichalterigkeit mit den Korallenkalken.

[1]) V. Uhlig, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 98. Bd., S. 735. — S. Athanasiu, Geolog. Beob. d. Nordmoldau. Karpaten, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 134.

[2]) V. Uhlig, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 106. Bd., 1897, S. 190. — Popovici-Hatzeg a. a. O., S 96. — L. Simionescu a. a. O., S. 29. — F. v. Nopcsa, Földt. Közl. 29. Bd., 1899, S. 127.

[3]) G. Stefanescu, Annuarulu biuroului geologicu Anul III, 1885, Bucuresci. S. 51. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 98. Bd., S. 735.

Die Ostkarpaten und das sogenannte Orientalische Festland.

Der Gegensatz zwischen der wesentlich ununterbrochenen Ablagerung des Mesozoicum in den Westkarpaten und dem wiederholten Wechsel von Trans- und Regression, von Akkumulation und Denudation in den Ostkarpaten bildet zweifellos eine geologische Tatsache von großer Bedeutung. Um sie aber voll zu würdigen, müssen wir einen Blick auf das Balkangebiet werfen.

Das balkanische Mesozoicum erinnert in mancher Hinsicht an das ostkarpatische. Lias und Dogger haben dieselbe vorwiegend sandige Beschaffenheit, im Malm, Tithon und Neocom herrschen dieselben weißen koralligenen Kalke. Es besteht aber auch dieselbe Lückenhaftigkeit der Schichtenfolge, derselbe Wechsel von Trans- und Regression und, wie es scheint, auch ein ähnlicher geologischer Bau. Vergegenwärtigt man sich dagegen die gänzlich abweichenden geohistorischen und tektonischen Verhältnisse der Westkarpaten, so wird man die Bemerkung in gewisser Beziehung gerechtfertigt finden, daß nicht an der unteren Donau, sondern an den Quellen der Theiß ein neuer Gebirgstypus beginne.

Die Trans- und Regressionen erstreckten sich, wie wir gesehen haben, nicht immer über die ganze östliche Area, sondern hatten zum Teil einen lokalen Charakter. Als lokale Erscheinung muß z. B. der Mangel von Perm und Trias im östlichen Teile der Südkarpaten aufgefaßt werden; wechselvoll verliefen ferner auch die Trans- und Regressionen des Lias. Dagegen nahm im braunen Jura der positive Einfluß ziemlich allgemein zu und im ganzen östlichen Gebiete einschließlich des Balkan erweist sich die Periode des Tithon und des Neocom gleichmäßig als Höhepunkt des marinen Einflusses.

Der zeitweise kontinentale Charakter der östlichen Area hat die Forschung schon vor Jahren beschäftigt. C. F. Peters[1]) erklärte 1853 auf Grund der littoralen Beschaffenheit der Grestener Schichten im Fünfkirchener- und Banater Gebirge den östlichen Balkan als liasisches Festland. E. v. Mojsisovics[2]) unterschied 1880 ein orientalisches Festland, „dessen Uferränder während der Carbon-, Perm- und Triaszeit allmählich vom benachbarten Meere überschritten wurden, und das während der Jurazeit immer mehr an Ausdehnung verlor." Neumayr nahm 1885 im Liasozean dieses Gebietes eine kroatische, eine thrakische und eine Dobrogea-Insel an, Pompeckj endlich suchte 1897 die Uferlinien des Liasmeeres im ganzen ostmediterranen Gebiete festzulegen.[3])

Mit großem Scharfblick erkannte E. v. Mojsisovics den bedeutungsvollen Gegensatz zwischen der kontinuierlichen mesozoischen Schichtenfolge

---

[1]) F. Peters. Bedeutung des Balkan als Festland der Liasperiode. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 48. Bd., I., S. 418.

[2]) E. v. Mojsisovics. Grundlinien der Geologie von Westbosnien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880. 30. Bd., S. 12—15.

[3]) Neumayr. Geograph. Verbreitung der Juraformation, Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1885, S. 51. — Pompeckj. Anatol. Lias. Zeitschr. d. geolog. Ges. 1897, S. 709—828.

in Bosnien-Herzegowina einerseits und den unterbrochenen Ablagerungen in den östlich angrenzenden Gebieten Südungarns, Serbiens und des Rhodopegebirges andererseits. Wir können jetzt hinzusetzen, daß sich dieser Gegensatz über viel größere Gebiete erstreckt und auch die Ost- und Südkarpaten sowie der gesamte Balkan zu der zeitweilig kontinentalen Region der unterbrochenen Schichtenfolge gehören.[1])

In diesem Bereiche mochten allerdings einzelne Partien den festländischen Charakter längere Zeit hindurch festgehalten haben als andere. Wie die südkarpatische Masse in der Triaszeit teilweise trocken lag, während Ostkarpaten, Balkan und Krasso-Szörenyer Gebirge inundiert waren, so mochten auch die kristallinen Massen südlich des Balkan einen mehr kontinentalen Charakter als ihre Umgebung bewahrt haben. Vielleicht hatte ein Teil dieser Massen eine so hohe Lage, daß er sogar während der ganzen mesozoischen Zeit trocken blieb. Auf diesen Teil könnte die Bezeichnung eines mesozoischen Festlandes angewendet werden. Allein ein Festland, das allmählich immer mehr abbröckelte, konnte hier eigentlich nicht bestanden haben. Man wird den Verhältnissen vielleicht besser gerecht, wenn man nicht von einem Festlande, sondern von einer Region spricht, die mehrfachem Wechsel von Meeresbedeckung und Trockenlegung unterworfen war, mit dem Maximum der ersteren zur Tithon- und Neocomzeit.

Die wechselvolle geologische Geschichte dieses orientalen Gebietes festzustellen, ist als eine der anziehendsten Aufgaben namentlich der künftigen Balkanforschung vorbehalten.

IV. Abschnitt.

Der innere Gürtel.

Überblick. — Das Veporgebirge. — Das Murány-Plateau. — Die nördliche Kalkzone. — Das paläozoisch-metamorphe Gebirge im östlichen Teile des Hauptstockes. — Die südliche Kalkzone. — Das Bükkgebirge und die kleineren Inseln. — Die Zempliner Insel und die Hernádlinie. — Erzgänge.

Überblick.

Das Gebiet der österreichischen Karpaten greift von Norden her mit der Hohen Tatra in die äußere Zone der Kerngebirge ein, erreicht aber nicht mehr die innere Zone, die ihrer ganzen Ausdehnung nach dem Königreiche Ungarn angehört. Noch ferner liegt natürlich der innerste und südlichste Teil der Karpaten, den wir in den vorhergehenden Abschnitten kurzweg als den „inneren Gürtel“ bezeichneten. Gerade dieses Gebiet ist aber für die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpaten von größter Bedeutung

[1]) K. Diener hat mit Recht darauf hingewiesen, daß auch die Zentralalpen zu dieser Region unterbrochener Schichtenfolge gehören. Mitt. d. geograph. Gesellsch. Wien 1902, S. 294.

und so können wir es hier nicht gänzlich umgehen, wollen aber die Besprechung tunlichst beschränken.

Der Hauptstock des inneren Gürtels besteht aus dem mächtigen Zuge des Veporgebirges und dem Zips-Gömörer Erzgebirge. An diese kompakte Gebirgsmasse schließen sich einige größere Inseln und Schollengebirge an. Am Südrande sind angesichts der innerungarischen Ebene einzelne Partien durch miocäne und plistocäne Ablagerungen abgegliedert, wie besonders das Gebirge zwischen Szendrö und Edelény und die kleine Carboninsel bei Salgó Tárjan. Im Süden reiht sich die große Scholle des Bükkgebirges an und im Osten zählen wir die sogenannte Zempliner Insel jenseits der Hernádlinie hieher.

Die Stellung des Hauptstockes weist so deutlich auf die Zentralalpen als Fortsetzung hin, daß man an dem inneren Zusammenhang dieser Regionen nicht zweifeln kann, wenn auch die Verbindung oberflächlich an 37 Meilen lang unterbrochen ist. An Breite der Entwicklung rivalisiert der Hauptstock mit der Zentralzone der Ostalpen, seine Höhe bleibt freilich tief unter den alpinen Spitzen, ja selbst tief unter den höchsten Spitzen der Kerngebirge zurück.

Weder ein Senkungsgebiet noch ein die ganze Zone schneidendes Quertal macht den Hauptstock des inneren Gürtels durchgängig; ungeteilt erstreckt sich der Hauptkamm aus der Gegend von Gyettva viele Kilometer weit in nordöstlicher Richtung bis zu jenem merkwürdigen Gebirgsknoten an der Ostseite des Kiraly hegy (Königsberg, Kralova hola), von dem die Schwarz-Waag nach Nordwesten, der Hernád nach Norden und Nordosten, die Göllnitz nach Osten, die Dobsch und Sajo nach Südosten, die Gran nach Westen abfließen. Von hier erstreckt sich das Gebirge, vom Göllnitztale durchschnitten, ostwärts bis an die Hernádlinie.

Ähnlich wie in den Kerngebirgen sind die Hauptkulminationspunkte, und zwar die Stolica mit 1480 *m*, der Kohut mit 1411 *m*, die Fabowa hola mit 1441 *m*, der Lesnik mit 1398 *m* Höhe, auch hier an das Auftreten von Granitmassen gebunden. Infolge seines kompakten Aufbaues bildet der Hauptstock des inneren Gürtels ein schwer zugängliches Gebirge. Abgesehen von der am Westrande vorbeiziehenden Eilzugslinie Budapest—Ruttka, überschient nur die Zahnradbahn von Tiszólcz nach Bréznobánya die Wasserscheide. Selbst Straßenzüge sind nur äußerst spärlich verteilt und so ist über das ganze Gebirge, über dessen endlose Wälder, dessen Hochwiesen und stille Täler der ganze Zauber weltfremder Einsamkeit ausgebreitet. Nur an wenige Punkte ist bisher der Fremdenverkehr vorgedrungen und auch lebhaft betriebener Erzbergbau vermag die weltentrückte Stille dieser Gegend nicht zu zerstören. Wohl raucht da und dort ein Hochofen, über Berg und Tal gespannte Drahtseilbahnen führen den Bergsegen zu Röstöfen und Eisenbahnen und riesige Halden sprechen von Jahrhunderte altem Bergbau; aber all dieses Schaffen vollzieht sich in solcher Stille, daß es den Eindruck der Einsamkeit und Ruhe nur noch erhöht.

Im nördlichen und mittleren Teile herrschen, wohin das Auge sich wendet, Buchen- und Nadelholzwälder und selbst in den Haupttälern erschweren der karge Boden und ein rauhes Klima den spärlichen Ackerbau. Am Südfuße dagegen grünt die Rebe und üppig fruchtbares Gelände schmiegt sich an das Gebirge. Im Bereiche der kristallinen Schiefer und des Granits nehmen die Berge gerundete, sanft abfallende Formen an: nirgends wilde, felsstarrende Schönheit, aber ringsum hunderterlei intime Naturreize.

Die Kalkgebiete dagegen bilden Felsregionen mit pittoresken Schluchten und kühnen Wänden, mit Höhlen und allen typischen Karsterscheinungen. Am Murány-Plateau, im Vernárer Kalkgebirge und im Gebiete der Dobschauer Eishöhle verlieren sich zwar die bezeichnenden Oberflächenformen zumeist im Dunkel herrlicher Hochwälder; die nackte oder nur von dürftigem Gestrüpp überzogene südliche Kalkzone bleibt dagegen in dieser Beziehung dem Morphologen nichts schuldig, und nicht mit Unrecht bemerkt E. v. Kiss, daß hier „von den Dolinen und Karrenfeldern bis zu den unterirdischen Bächen und Höhlen jede für den Karst charakteristische Bildung aufzuweisen ist“.

Im Hauptstocke des inneren Gürtels erscheinen zwei geologische Hauptgruppen übereinander gelagert: Urgebirge, Granitintrusionen, metamorphe Schiefer; ferner die erzführende Serie mit ihren sauren und basischen Intrusivgesteinen und endlich die Kohlenformation bilden insgesamt ein Grundgebirge, über welches die zweite Gruppe, die vorwiegend kalkigen Gesteine der Triasformation transgredierend übergreifen. Eine geringe Rolle spielen außerdem Andesitdurchbrüche, Tuffaufschüttungen und tertiäre Auflagerungen.

Die transgredierenden Triasgesteine umsäumen den Nordrand des Hauptstockes; sie streichen in einem fast ununterbrochenen Zuge von der Hernádlinie bis an die Quellen der Gran und setzen im Veporgebirge das ausgedehnte Murány- oder Czigán-Plateau zusammen. Eine ähnliche Kalkdecke lehnt sich im Süden an das alte Gebirge an.

Bewirken diese Kalkzonen eine Gliederung des Gebirges in meridionaler Richtung, so zerlegt die unterbrochene Zone von Carbongesteinen zwischen Dobschau und Jolsva den Hauptstamm in eine kleinere östliche und eine größere westliche Partie: diese umfaßt das Veporgebirge samt Kohut und Fabova Hola und den größten Teil des Gömörer Erzgebirges, jene das Zipser Erzgebirge mit dem Rosznyoer Anteil des Gömörer Erzgebirges oder das sogenannte Volovecmassiv Sturs.

Das Veporgebirge.

Wenn wir im zweiten Abschnitte die mangelhafte Kenntnis des karpatischen Urgebirges beklagen mußten, so gilt dies ganz besonders dem Veporgebirge. Daß hier echtes Urgebirge entwickelt ist, dürfte indessen nicht zu bezweifeln sein, ebenso daß es besonders den Hauptkamm einnimmt und

Granitkerne umschließt. Granit taucht so viel man weiß in vier Regionen auf: am Kohut und an der Stolica, an der Fabova Hola, am Lesnik und nach Th. SZONTÁGH[1]) auch an der Bielovodiquelle bei Gyettva.

Nach den bisherigen Darstellungen[2]) sind Gneis, Glimmerschiefer und granatenführender Glimmerschiefer am Nord- und Südgehänge des Hauptkammes sehr verbreitet und erst am äußersten Rande des Gebirges werden metamorphe Schiefer von geringerer Kristallinität verzeichnet. Wahrscheinlich ist aber die Verbreitung der metamorphen Schiefer in Wirklichkeit viel größer. Die erzführende Serie ist am Nordwestrande in der Gegend zwischen Brezó und Libethen jedenfalls sehr entwickelt und ein großer Teil der hier von STUR verzeichneten „körnigen Grauwacken" dürfte, wie das schön aufgeschlossene Vorkommen von Brezó zeigt, zu den Porphyroiden gehören.

Am Tresnyikbache bei Ciuntava an der Straße von Dobschau nach Pusztamező verschwindet als äußerster Ausläufer des Veporkammes grauer Augengneis unter der nördlichen Triasdecke. Das Urgebirge des Veporkammes dringt somit nicht in den östlichen Teil des Hauptstockes ein, der fast ausschließlich aus den Schiefern der erzführenden Serie zusammengesetzt ist. Über die Lagerungsverhältnisse des Veporgebirges liegen leider keine Angaben vor.

Das Muránypiateau.

Schon eine flüchtige Begehung läßt erkennen, daß man im Muránypiateau kein gefaltetes Land im wahren Sinne des Wortes, sondern eine auf kristallinem Untergrunde lagernde Decke vor sich hat. Zu unterst liegen versteinerungsreiche Werfener Schiefer, darüber erhebt sich, von steilen Felsmauern begrenzt, eine mächtige Folge von Kalken und Dolomiten.

Am Westende löst sich die Decke in kleinere Partien auf. Die Werfener Schiefer umsäumen den Nordrand, am Südrande sind sie auf die Gegend westlich von Tiszolc beschränkt. Von Tiszolc bis an den Ursprung der Gran stößt der Triaskalkstein unmittelbar an Gneis und kristalline Schiefer, an denen er entlang einer ungefähr 25 *km* langen, schnurgeraden und dem allgemeinen Streichen parallel laufenden Nordostlinie abschneidet. Obwohl die Beobachtung an dieser bedeutungsvollen Dislokation, die wir Muránylinie nennen werden, durch den häufigen Mangel deutlicher Schichtung sehr erschwert ist, kann man doch erkennen, daß die Triasschichten gegen die kristallinen Schiefer bald steil, wie an der Tesna skala (Fig. 16), bald ziemlich flach (Fig. 17) geneigt sind; bei der mächtigen Quelle Vyvieračka südwestlich von Murány besteht eine leichte Überschiebung des Kalksteines durch Amphibolschiefer (Fig. 18). Die Kalkdecke, deren geologische Details der künftigen Forschung dankbare Aufgaben stellen werden, erhält an der

[1]) Th. SZONTÁGH. Földt. Közl. 1885.

[2]) D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 344—346. — F. FÖTTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117, 216. — F. v. ANDRIAN. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 257. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 535. — K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 171.

Muránylinie eine **Neigung nach Südosten** konform dem vorherrschenden Verflächen der kristallinen Schiefer.

Fig. 16. Die Murány-Dislokation an der Tesna skala bei Murány Huta.
m Murányinie, *a* kristalline Schiefer, *b* Dachsteinkalk.

Auf einen Punkt müssen wir noch hinweisen, bevor wir das so merkwürdige Murányplateau verlassen. F. FÖTTERLE[1]) schrieb den Triaskalken und Werfener Schiefern eine schmale, aber regelmäßige Unterlage von paläozoischen Kalken und Tonschiefern zu, wie wenn eine Bildungskontinuität zwischen der Trias und den paläozoischen Kalken und Schiefern bestände. Obzwar nun die leicht kristallinen Kalke, Quarzite und Schiefer, die z. B. in Pohorella die Unterlage der Trias bilden, gewiß eine viel größere Verbreitung im Grantal und seinen Nebentälern besitzen als FÖTTERLE an-

Fig. 17. Südrand des Murányplateaus bei der Ruine Murány.
a Triasdolomit und Kalk mit Dactyloporiden, *b* heller Triaskalk, *c* kristalline Schiefer, *m* Dislokation der Murányinie.

Fig. 18. Der Südrand des Murányplateaus südwestlich von Murány.
a kristalline Schiefer, *b* heller Triaskalk, *m* Murányinie.

nahm, so ist doch ein derartiger Zusammenhang nicht vorhanden; man kann sich leicht überzeugen, daß das Permsystem hier fehlt und die Verbreitung

[1] Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867. S. 216, 422

der Triasdecke von den metamorphen Schiefern und paläozoischen Kalken gänzlich unabhängig ist.

Die nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

Von den kristallinen Massen des Königsberges und des Tresnyik hoch überragt, besteht die verengte Triasdecke am Granursprunge eine Strecke lang nur aus Werfener Schiefer mit kleinen Melaphyreinschaltungen. An der Wasserscheide setzen aber Triaskalke und Dolomite neuerdings ein und bilden zuerst nordöstlich, dann ostwestlich und endlich südöstlich streichend die nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

Die westliche Partie, das Kalk- und Dolomitgebirge des Vernárer Waldes und der Dobschauer Eishöhle, läßt an ihrem Südrande unter scharf abgebrochenen Schichtköpfen von Triaskalk Werfener Schiefer mit nordwestlicher Neigung hervortreten. Da am Nordwestrande ebenfalls Werfener Schiefer, und zwar mit entgegengesetztem Verflächen die Unterlage des Triasdolomits bilden, so erscheint das Kalkgebirge im großen ganzen als eine Mulde oder bei der 11 *km* betragenden Breite desselben als eine muldige Decke. Strichweise brechen wohl im Bereiche dieser Decke Werfener Schiefer auf, wie in Stracena und zwischen Pusztamező und der Eishöhle, aber wahrscheinlich nicht infolge von Faltung, sondern von Bruchbildung. An ihrem Nordwestrande ist die Triasdecke zwischen Pusztamező und Vernár an den Ausläufer der Niederen Tatra angedrängt, daher wohl an dieser Stelle das etwas steilere Einfallen der Werfener Schiefer und des Dolomits. Etwas weiter östlich erreicht die Kalkdecke den Gebirgsnordrand: hier stand ihr kein älteres Gebirge hemmend entgegen und so sehen wir hier die

SW Bergkolonie Bindt — NO Marksdorf

Fig. 19. Durchschnitt der nördlichen Randzone des Zipser Erzgebirges von Bindt nach Marksdorf (Markusfalu).

gr Grünschiefer und Grünstein, *t* serizitischer Tonschiefer, gelblicher und schwarzer Schiefer der Grünschieferserie, *c* Grauwacke- und roter Tonschiefer der Carbonformation, *w* Werfener Schiefer, *k* Triaskalk, *ec* eocänes Strandkonglomerat, *e* eocäne Sandsteine und Schiefertone. — 1 Gabrielengang, 2 Grober Gang, 3 Neuer Gang. Die Gangmächtigkeit ist übertrieben gezeichnet. Maßstab 1 : 25 000

Kalke in flacher Lagerung unter die ebenfalls flachliegenden oder schwebenden Eocänconglomerate untertauchen (s. Fig. 19).

Bei Iglófüred (ehedem Vorderhütten) unterbricht eine leichte Erhebung der roten Schiefer und Grauwacken des Carbonsystems die Kalkdecke. Zahlreiche große Erosionsreste von Triaskalk und Werfener Schiefer überbrücken hier am Tollstein, Schwarzenberg, Scharfenberg die Lücke bis zum Berge Luxland (s. Fig. 23), an dem die Triasdecke neuerdings konti-

Fig. 20. Transgression der Triaskalkdecke über die erzführende Serie bei den Porácser Mühlen östlich von Kotterbach im Galmusgebirge. (Nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.)

Die helle Felsmauer besteht aus Triaskalk, das flachere Gelände am Fuße des Triaskalkes aus den Schiefern und Grünsteinen der erzführenden Serie. Der kleine, von einem Kapellchen gekrönte Vorsprung im Vordergrunde rechts besteht aus Grünschiefer.

nuierlich ansetzt, um über Bindt und Kotterbach in das Galmusgebirge überzugehen. Unverkennbar tritt überall der merkwürdige Gegensatz zwischen der flach nördlich geneigten Triasdecke und den steil südlich verflächenden älteren Schichten hervor.

Besonders schön und überzeugend kann dieses Verhältnis an der Slovinska Skala bei Porács verfolgt werden, weil hier die Triasdecke in einer schmalen Partie weit nach Süden vorgreift und daher mehrere Zonen der paläozoischen Gesteinsgruppe überspannt, die zu beiden Seiten dieser Partie der Reihe nach unter dem Triaskalk zum Vorschein kommen (s. Fig. 20

und 21). Mit richtigem Blick hat schon D. Stur[1]) diese Lagerungsverhältnisse aufgefaßt: „Interessant ist das Vorkommen der Werfener Schiefer im Galmusgebirge. An der Slovinska Skala sieht man den Werfener Schiefer samt dem darauf liegenden Kalkgebirge in übergreifender Lagerung erst auf dem roten Sericitschiefer (bei Stur Rotliegend), dann auf den Conglomeraten der Kohlenformation endlich auf den grünen Schiefern so aufgesetzt, daß seine Schichten nahezu horizontal liegen, während die darunter anstehenden Schichten der genannten Gesteine mehr oder minder steil südlich einfallen."

Die Kalkdecke des Galmusgebirges senkt sich am Nordrande unter die nahezu horizontal liegenden Eocänconglomerate. Die Strandbildungen des Eocän greifen hier bei Poracs[2]) und bei der Dobschauer Eishöhle[3]) ziemlich tief in das Gebirge ein.

Den östlichen Teil der Kalkzone beherrschen ähnliche Bedingungen wie den westlichen: die Kalkdecke war hier seitens des entgegenstehenden Braniszkogebirges Pressungen ausgesetzt und wurde stark disloziert und später

Fig. 21. Transgression der Triasdecke der Slovinska Skala zwischen Porács und Slovinka im Galmusgebirge (nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges).
t Sericitschiefer der Grünschieferserie, *g* Grünstein und Grünschiefer, *w* Werfener Schiefer, Untere Trias, *k* Triaskalk.

durch Denudation in kleinere Teile zerlegt. Die geringsten Störungen zeigen die weit nach innen gelegenen Kalkschollen der Murowana und Folkmarska skala bei Kojsó. Die Triasschollen von Jekelfalu lassen zwar im Norden und Süden Werfener Schiefer unter dem Kalk hervortreten, sind aber im einzelnen von verwickelten Dislokationen betroffen. Die große östliche Partie ist bei Kassa Hámor grabenförmig an scharfen Brüchen mit südlicher Neigung eingesunken (s. Fig. 22). Die südliche Bruchlinie von Kassa Hámor erstreckt sich vielleicht bis in die Hernádlinie.

Die hangende Partie der Triaskalke zeigt bei Kassa Hámor rötliche und gelbliche Farbentöne und teils grob-, teils feinkörnige Beschaffenheit und plattige, dünnschichtige Absonderung. Stur glaubte diese Gesteine als liasisch, jurassisch und selbst neocom auffassen zu sollen; dazu liegt aber bei dem Vorkommen ähnlicher Kalke in der Trias kein genügender Anlaß vor.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 412.

[2]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 413, 414. — D. Stur spricht von Löchern von Bohrmuscheln in den eocänen Conglomeraten. — Posewitz im Jahresber. d. k. ung. geolog. Anstalt für 1898, Budapest 1901, S. 38.

[3]) J. Noth. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 245. — M. v. Hantken. Kohlenflötze und Kohlenbergbau in Ungarn. Budapest 1878, S. 274.

Die Lagerungsverhältnisse der Triasscholle von Kassa Hámor erinnern in gewisser Beziehung an das Murányplateau: in beiden Fällen südliche Neigung der Schichten, Abschneiden an einem Bruche, Mangel von Faltung. Die transgressive Triasdecke läßt demnach in ihrer ganzen Ausdehnung echte Faltungserscheinungen vermissen, tönt dagegen nur da ungestört und flach nach Norden aus, wo kein älteres Gebirge entgegensteht. Wo das aber der Fall ist, erscheint die Triasscholle im Sinne der älteren, nach Süden verflächenden Struktur in das ältere Gebirge mehr oder minder stark versenkt.

Das paläozoisch-metamorphe Gebirge im östlichen Teile des Hauptstockes.[1]

Als erstes, nördliches Band ziehen sich am Rande des Zipser Erzgebirges die roten, seltener grünlichen plattigen, mehr oder minder deutlich

Fig. 22. Triaskalkscholle von Kassa Hámor in der nördlichen Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

a schiefriger, viriditisch zersetzter, kataklastischer Granit (?), *b* bis *f* Triaskalk, *b* dolomitischer grauer Kalk, *c* wohlgeschichteter, teilweise mergeliger, bläulichgrauer Kalk, *d* rötlich gefleckter Kalk, *e* feinkristalliner, rötlicher und wachsgelber Kalk, dünnschichtig, *f* bläulichgrauer dünnschichtiger Kalk, *g* schwarze, glänzende grafitische Carbonschiefer, *h* dunkelgraue Sandsteine und Schiefer des Carbon, *k* Bruchlinie von Kassa Hámor.

sericitischen Schiefer des Carbon mit steil südlichem Einfallen hin. Stur hat sie ohne genügende Begründung als permisch gedeutet. Innig mit ihnen verbunden erscheinen als zweite mächtige Zone die roten carbonischen Grauwacken (Culm?) und die dritte Zone endlich gehört den klastisch und eruptiv-metamorphen Gesteinen der „erzführenden Serie“ an.

Auch im Bereiche dieser Serie spricht sich insofern ein zonarer Bau aus, als das nördliche, 2 bis 4 *km* breite Band basische Grünsteine und Grünschiefer, der breite Hauptteil der Serie dagegen saure Porphyre und Porphyroide enthält.

Durch den Nachweis der Porphyroide hat F. Schafarzik die erzführende Serie in ein ganz neues Licht gerückt: nicht nur der nördliche Teil, wie früher angenommen wurde, sondern das gesamte Zipser- und Gömörer Erzgebirge ist von Eruptivmassen in überraschend großer Verbreitung und Mächtigkeit durchzogen.

[1]) Die Literatur über dieses Gebiet ist größtenteils schon im II. Abschnitte erwähnt.

Was man früher für eine einförmige Folge von klastisch-metamorphen Schiefern gehalten hat, wird man nunmehr in einen eruptiven und einen klastischen Teil zu zerlegen haben.

Im Gegensatz zu den schiefrigen Gesteinen der Porphyroide und Grünsteine hat die langgezogene Granitmasse von Sulova bei Hnilecz ihre ursprünglich grobkörnige Struktur deutlich bewahrt. Es ist das das einzige bisher bekannte Granitvorkommen des Zips-Gömörer Erzgebirges. Die Erhaltung der körnigen Struktur ist hier um so merkwürdiger, als sich unmittelbar an die den Granit begrenzenden Glanzschiefer an der Wasserscheide zwischen Hnilecz und Rozsnyó ausgezeichnet schiefrige Porphyroide anschließen (vgl. Fig. 23).

Die carbonischen Schiefer und Grauwacken am Nordrande des Zips-Gömörer Erzgebirges sind durch Wechsellagerung miteinander innig verknüpft, von der erzführenden Serie dagegen scharf getrennt. Wohl erscheinen schmale Grauwackenzonen im Bereiche der Grünschiefer, wie das z. B. auf der Bindt der Fall ist (s. Fig. 19), doch besteht kein Übergang und man muß annehmen, daß dieses Auftreten der Grauwacke einer Einfaltung oder Einklemmung zuzuschreiben ist. Damit kontrastiert in bemerkenswerter Weise der verschwommene Übergang von der Grünschieferzone zu der Zone der Porphyroide: fast nur von der Willkür des Beobachters scheint es abzuhängen, ob diese Grenze etwas mehr nördlich oder weiter südlich gezogen wird.

An die erzführende Serie schließt sich im Süden neuerdings ein Band von Carbonschichten an. Grobe Conglomerate bilden auch hier ein Leitgestein, dazu kommen schwärzliche und gelbliche Tonschiefer und nach FÖTTERLE und STUR auch Kalke. Über diesen Schichten liegen am Nyerges bei Rozsnyó feste Schiefer, Sandsteine

Fig. 23. Durchschnitt des nördlichen Teiles des Zipser Erzgebirges zwischen Sulowa und Igló.
t Ton- und Sericitschiefer der erzführenden Serie, *p* Porphyroid, *g* Grünschiefer, *c* roter Carbonschiefer und Grauwacke, *Gr* Granit, *w* Werfener Schiefer, untere Trias, *k* Triaskalk, *eo* eocäne Conglomerate, Sandsteine und Schiefertone. Maßstab der Länge 1:75.000, Maßstab der Höhe 1:50.000.

(Nyergeser Sandsteine E. Kiss) und Crinoidenconglomerate, die zwar bisher als Werfener Schiefer gedeutet sind, aber möglicherweise doch noch dem Carbon angehören.

Wir erkennen daher im Zips-Gömörer Erzgebirge die große und bei 20 *km* breite erzführende Serie als Mittelzone, an die sich im Norden und Süden symmetrisch Bänder von Carbon und Triasgesteinen anschließen. Sowohl das nördliche wie das südliche Carbonband besteht aus **steil südlich geneigten Schichten und dasselbe Verflachen zeigen ausnahmslos die Schiefer der erzführenden Serie der Mittelzone** (s. Fig. 25). Bei der enormen Breite dieser Zone muß wohl eine Wiederholung der Gesteinsfolge im Einklang mit dem symmetrischen Baue angenommen werden. Ob aber die übergroße scheinbare Mächtigkeit auf schiefe Falten, auf Schuppenstruktur oder andere tektonische Vorgänge zurückzuführen ist, entzieht sich leider zur Zeit der Beurteilung.

Die erzführende Serie des Zipser Erzgebirges wird nach Westen hin durch das Kohutmassiv fast abgeschnitten, nur schmale Zonen dringen im Norden und Süden des Massivs nach Westen vor. Die südliche nimmt, über Jolsva, Ratkó und Rima Bánya streichend, den Südfuß des Vepor- und Kohutmassivs ein. Im Norden ist die Verfolgung der erzführenden Serie durch die Unsicherheit ihrer Unterscheidung von den Quarzitschiefern des Königsberges und von Pohorella[1] sehr erschwert. Es steht aber fest, daß die Grünschiefer bei Dobschau unter der Triasdecke verschwinden, jenseits derselben bei Vernár wieder zum Vorschein kommen und am Fuße des Königsberges weithin ausgezeichnet entwickelt und von Porphyroiden begleitet sind.[2] Weiter westlich bilden Porphyroide in Brezó die Unterlage des Permquarzits der Granbucht. Wenn wir die Beschreibung D. Sturs[3] richtig deuten, dehnen sie sich über die Kreswiese nach Libethen aus. Vielleicht steht das Nickel-Kobaltvorkommen des Peklotales bei Libethen mit diesem Gesteine in Beziehung.

Die südliche Kalkzone.

Südlich von Rozsnyó steht dem Beschauer eine festungsartig aufsteigende weißblinkende Kalkmauer entgegen: der nördliche Schichtkopf der südlichen Kalkzone.[4] Dringt man mit dem Flusse Sajo in die Kalkzone

[1] R. Pfeiffer. Umgebung von Zlatna, Pohorella und Helpa im oberen Grantal Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 264.

[2] Es verdient vielleicht erwähnt zu werden, daß ziemlich mächtige schneeweiße Quarzgänge am Nordabhange des Königsberges und der Orlawa die kristallinen Schiefer durchsetzen.

[3] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 346. XIX. S. 392.

[4] Vergl. F. Fötterle. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 276. — D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX. S. 410. — L. v. Maderspach. Földt. Közl. VIII, 1878, S. 271. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 80. — Stürzenbaum. Földt. Közl. IX. S. 287. — J. Sóbányi. Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales. Földt. Közl. XXVI, 1896, S. 273. — E. v. Kiss. Geolog. Verh. d. Rozsnyóer Beckens. Földt. Közl. 1900. XXX, S. 302. Vergl. Abschnitt II u. III. — H. Wolf. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 217.

ein, so sieht man die Kalke an beiden Seiten der breiten Talung gleich riesigen Mauern sich erheben und an der Plateauhöhe in gleichem Niveau abschneiden (s. Fig. 24).

Bei dieser Art des landschaftlichen Auftretens kann man nicht daran zweifeln, daß die bis zu 20 *km* breite südliche Kalkzone fast horizontal oder schwebend gelagert ist. Hierauf hat schon E. v. Kiss ausdrücklich hingewiesen, indem er zugleich das Vorhandensein von Brüchen hervorhob. Namentlich das Auftreten der Werfener Schiefer im Bereiche der Decke scheint an Brüche geknüpft zu sein, die vielleicht auch an dem Zerfalle

Fig. 24. Die südliche Kalkzone des Zips-Gömörer Erzgebirges im Sajotale bei Vigtelke nordöstlich von Pelsücz.
Links die flache Decke des Pelsüczi Nagyhegy, in der Mitte und rechts das Szilicer Plateau.

der Decke an ihrem Süd- und Westrande beteiligt sind. Nirgends beobachtet man deutliche Faltung und wird dadurch geneigt, das gelegentliche Vorkommen aufgerichteter Schichten mit Brüchen in Beziehung zu setzen.

Am Nordrande der Triasdecke liegen bei Krásznahorka und am Magastetö Denudationsreste von rötlichem und weißem Triaskalk in fast schwebender Lagerung auf den abgeschnittenen Schichtköpfen von Quarzitschiefern, kristallinen Kalken und Gesteinen der erzführenden Serie. Die Werfener Schiefer, sonst überall die Unterlage der Triasdecke, fehlen hier. Offenbar haben wir hierin ein Anzeichen progressiver Transgression zu erblicken. Im inneren Gürtel fehlt allgemein das Permsystem. Das Gebirge lag in dieser Periode trocken und die Transgression begann mit dem

Werfener Schiefer. Das Triasmeer bespülte zunächst nur den Fuß des Erzgebirges, später aber drang es in positiver Bewegung immer weiter vor und mag wohl in der Obertrias den größten Teil des Gebirges überzogen haben. Der „Transgressionszeuge" Radzim bei Dobschau scheint darauf hinzuweisen, daß das übergreifende Meer den Carbonablagerungen gefolgt ist.

Gegenwärtig überragt die Mittelzone beträchtlich die triadischen Randzonen, wie aus dem beistehenden schematischen Profil (Fig. 25) zu ersehen ist. Die Transgressionserscheinungen beweisen, daß die zentrale Grundgebirgszone schon in triadischer Zeit, also wohl infolge der präpermischen Faltung, die Randregionen überragt haben muß. Andererseits geht aus dem Mangel eines faltigen Zusammenschubs und dem geologischen Baue der Triaskalkdecken hervor, daß die nachmesozoischen tektonischen Einflüsse keine wirkliche Faltung, sondern nur Bruchbildung im Bereiche des inneren Gürtels bewirkt haben. Somit enthüllt der innere Gürtel ein Stück des variscischen Karpatengebirges in seinem ursprünglichen Baue und es erweist sich die südliche Einfallsrichtung als charakteristisch für die variscische Struktur.

Durch die Tatsache des höheren Alters der Struktur des inneren Gürtels würde die Möglichkeit keineswegs beseitigt, daß die beiden nachmesozoischen Faltungsphasen nicht bloß Bruchbildung zur Folge hatten, sondern auch die flache kuppel- oder schildförmige Erhebung des Hauptstockes des inneren Gürtels noch verstärkten, eine Annahme, die mit dem Baue der Kerngebirge bestens harmoniert.

NORD — Nördliche Kalkzone — Carbonsystem — Erzführende Serie — Carbonsystem — Südliche Kalkzone — SÜD

Fig. 25. Schematischer Durchschnitt des Zips-Gömörer Erzgebirges.

t Tonschiefer, Sericitschiefer, Quarzite und klastische Gneise der erzführenden Serie, *p* Porphyroide, *g* Grünschiefer, *c* rote Schiefer und Grauwackenkonglomerate des Carbon, *w* Werfener Schichten, untere Trias, *k* Triaskalk (mittlere und obere Trias), *eo* Eocänconglomerate, Sandsteine und Schiefertone

Das Bükkgebirge und die kleineren Inseln.

Die Gebirgsinsel zwischen Széndrö und Edelény am Südrande der südlichen Kalkzone gehört nach F. v. Hochstetter[1]) teilweise, nach Fotterle

[1]) F. Fotterle. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 276, 1869. S. 147. — F. v. Hochstetter. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855. VI, 407. VII, 1856. S. 692.

gänzlich zum Carbonsystem. Ungefähr 22 *km* südlich davon erhebt sich bei Miskolcz aus tertiärer Umrahmung das buchenbewachsene Bükkgebirge bis zu der Höhe von 953 *m*. Der geologische Bau des Bükkgebirges stellt sich nach J. Böckh in den Hauptzügen sehr einfach dar: eine breite Scholle von schwärzlichen und weißen, hornsteinführenden, zuweilen dolomitischen Kalken und rötlichen und gelblichen Kalkschiefern schwebt auf einem gefalteten Untergrunde von dunklen, mit Hornstein- und Kalkbänken wechsellagernden Tonschiefern. In dem gefalteten Schichtsystem entdeckte J. Böckh[1]) bei Visnyo und Dédes Reste von Crinoiden und Produkten und konnte es daher der Carbonformation zuschreiben. Weniger sicher ist die Deutung der versteinerungsfreien Kalkdecke. Es mag fraglich sein, ob die Kalke des Bükk nicht besser an die Trias als an den Jura anzuschließen wären, gleich den bunten Schiefern, Kalken und Schalsteinen im nördlichen Teile dieses Gebirges. Bei Szarvaskö bricht titaneisenreicher Olivingabbro hervor, ein Vorkommen, auf Grund dessen F. v. Hauer die Vermutung wagte, daß die devonische Grünschieferserie vielleicht auch im Bükkgebirge entwickelt sei.[2])

Über diese offenen Fragen werden spätere Forschungen zu entscheiden haben. Was man aber schon heute behaupten kann, ist die Tatsache, daß im Bükkgebirge keinerlei Anzeichen einer erheblichen postmesozoischen Faltung bestehen. Darin offenbart sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit den Kalkzonen des Zips-Gömörer Erzgebirges, die uns berechtigt, das Bükkgebirge an den „inneren Gürtel" anzuschließen. Mit dem Bükkgebirge ist eine kleine carbonische Insel am Westrande der vulkanischen Mátra eng verbunden. Das Streichen dieser Insel beweist, daß die Fortsetzung des Bükkgebirges in südwestlicher Richtung, also im Ungarischen Mittelgebirge zu suchen ist. Dieses Gebirge aber charakterisiert L. v. Lóczy als ein flach gelagertes und von Brüchen durchsetztes Schollengebirge, und so findet die schon von Hauer, Suess u. a. ausgesprochene Ansicht von dem Zusammenhange des Bükkgebirges mit dem Ungarischen Mittelgebirge nicht nur in der topographischen Verteilung und Streichungsrichtung dieser Gebirge, sondern auch in den Lagerungsverhältnissen ihre volle Begründung. Der Randbruch, an dem die Scholle des Bükkgebirges im Süden versinkt, ist nicht auf dieses Gebirge beschränkt, sondern erstreckt sich weithin nach Südwesten. Seine Fortsetzung bildet die Linie, an der das Ungarische Mittelgebirge abbricht.

Tertiäre Anlagerungen umkränzen das Bükkgebirge mit fruchtbaren Vorbergen, die im Süden und Osten mit immer flacheren und sanfteren Gehängen in die große ungarische Ebene verlaufen. Unter diesen tertiären

---

[1]) J. Böckh. Geolog. Verh. d. Bükkgeb., Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVII, S. 223. Die ältere Literatur ist in dieser Arbeit ausführlich verzeichnet.

[2]) J. Szabó in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 269. — C. v. John in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 317. — F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 510.

Bildungen erregt namentlich eine versteinerungsreiche Zone von Nummulitenkalken und Conglomeraten bei Erlau am Südrande großes Interesse. Merkwürdigerweise fehlt am Nordrande ein Seitenstück dieser Eocänzone. Dagegen treten nach FOTTERLE bei Bugyikfalva am Südrande des Gömörer Erzgebirges Nummulitenschichten auf. Sie erweisen das Eindringen des Eocänmeeres in die Niederung zwischen dem Bükk- und dem Zips-Gömörer Erzgebirge. Schon früher scheint das Meer der Oberkreide hier Eingang gefunden zu haben, denn J. BÖCKH konnte bei Tapolcsány im nördlichsten Teile des Bükkgebirges Conglomerate mit Actaeonella, also vermutlich eine obercretacische Uferbildung, nachweisen. Den näheren Verlauf der alten obercretacischen und eocänen Uferlinien wird man freilich kaum jemals sicher ermitteln können, da jüngere miocäne Senkungen, Denudationen und Auflagerungen die Spuren des obercretacischen und eocänen Meeres in der weiten Niederung zwischen dem Bükkgebirge und dem Zips-Gömörer Erzgebirge wohl größtenteils vernichtet oder überdeckt haben dürften.

Aus dieser durch ihren Braunkohlenreichtum so berühmten Niederung ragen besonders bei Salgotárjan einzelne ältere Inseln von schwarzen Carbonschiefern und dunkelgefärbten Mergelkalken auf, die von Andesit durchbrochen und von Miocänschichten überlagert sind.

Die Zempliner Insel und die Hernádlinie.

Jenseits der Hernádlinie und des vulkanischen Durchbruches des Eperjes-Tokajer Gebirges erscheint die kleine Zempliner Gebirgsinsel wie ein vom Hauptstocke der Zentralkarpaten abgesprengtes Randstück. Den Kern dieses flachen, niedrigen Hügelgebirges bilden Gneis und Glimmerschiefer; darauf ruhen von H. WOLF[1]) als devonisch gedeutete Tonschiefer und Quarzite, auf diesen Sandsteine und Schiefer mit Pflanzenresten der Kohlenformation und endlich Quarzconglomerate und Quarzite des Perm. Rote Schiefer und dunkle Kalke der Trias schließen die Schichtenfolge nach oben ab.

Dieser Zusammensetzung zufolge zeigt die Zempliner Insel sowohl zum Braniszkogebirge wie zum Nordsaum des Zipser Erzgebirges gewisse Beziehungen: das Auftreten des Permquarzits verweist uns auf das Braniszkogebirge, die Kohlenformation auf das Zipser Erzgebirge. Bei dem Umstande, daß der Nordsaum des Zipser Erzgebirges in seinem östlichen Abschnitte mit dem Braniszkozuge sozusagen verschmilzt, kann diese Zwischenstellung der Zempliner Insel nicht befremden.

An der Hernádlinie bricht der Hauptstock des inneren Gürtels ab, seine Fortsetzung ist mit Ausnahme der eben besprochenen Zempliner Insel unter jungtertiären Bildungen begraben und der Beobachtung entzogen. Die Stellung dieser Insel wie auch der Verlauf der südlichen Klippenzone

[1]) Vergl. H. WOLF, Erläuterungen der geologischen Karten der Umgebung von Hajdu-Nanas etc. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 242. — J. v. SZÁDECZKY, Geologie des Zemplėner Inselgebirges. Földt. Közl. 1895, XXV, S. 269. — J. de SZADECZKY, La Montagne de Pilis. Földt. Közl. 1891, XXI, S. 265.

beweisen, daß mit dem Hernádbruche eine Verschiebung der Gebirgszonen in meridionaler Richtung nicht verbunden war.

Der Umstand, daß sich die südliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges in ihrem östlichen Teile auffallend der nördlichen Kalkzone nähert, erweckt den Eindruck, wie wenn es hier zu einer Verschmelzung der beiden Kalkzonen um den Ostrand des zentralen Grundgebirges herum kommen sollte. Ist diese Vermutung richtig, dann schneidet die Hernádlinie nur unbedeutende Randteile des Gebirgsstockes ab, wie dies sonst bei Randbrüchen der Fall ist. Dann wäre auch die Hernádlinie nicht eigentlich als Querlinie, sondern als peripherische Randbruchlinie und als die wahre Fortsetzung des Bruches an der Innenseite des Bükk- und des Ungarischen Mittelgebirges anzusehen, ähnlich wie der Eperjes-Tokajer Trachytzug als Fortsetzung der Vulkanzone der Mátra. Daß die beiden Kerngebirgszonen im Braniszkogebirge vereinigt zu Ende gehen und dieses selbst nach Südosten streicht und mit dem inneren Gürtel fast verschmilzt, unterstützt sehr wesentlich diese Betrachtungsweise und legt die Vermutung nahe, daß der west- und zentralkarpatische Gebirgstypus an der Hernádlinie und im Zempliner Gebirge gänzlich zu Ende geht. Wenn hier die Randbruchlinie dieselbe Bedeutung hat wie in anderen Teilen der Karpaten, so wäre anzunehmen, daß jenseits der Hernádlinie ein Gebiet niedergebrochen ist, das weniger intensiv gefaltet war wie die West- und Zentralkarpaten und als Beginn einer neuen Gebirgsgestaltung in den geologischen Bau der Ostkarpaten überführte.

Die Erzgänge.

Wir können die Besprechung des inneren Gürtels nicht abschließen, ohne den erstaunlichen Erzreichtum des Zips-Gömörer Erzgebirges wenigstens mit flüchtigem Blicke gestreift zu haben.[1])

Uralter Bergbau geht in diesen Bergen um. Schon vor mehreren Jahrhunderten wurden deutsche Bergleute zur Erschließung des Erzreichtums herangezogen und ein nicht unrühmliches Kapitel ungarischer und deutscher Bergbaugeschichte knüpft sich an diese Region.

Ursprünglich war das Streben des Bergmanns ähnlich wie auch in anderen Gebieten besonders auf die edleren Erze, auf Kupferkies, Silber- und Quecksilberfahlerz, in Dobschau seit 1780 auch auf Kobalt- und Nickel-

[1] Nachstehend einige der wichtigeren Arbeiten über die Erzgänge des Zips-Gömörer Erzgebirges:

B. v. Cotta. Erzlagerstätten von Dobschau. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1861, S. 124, 158. — G. Faller. Kobaltbergbau zu Dobschau. Jahrb. d. Bergakademien IV. 1868, S. 165. — F. Voit. Lagerstättenverhältnisse von Dobschau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 695. — K. Kerpely. Unser Eisenhüttenwesen zur Zeit des Millenniums. Földt. Közl. 1897, S. 395. — M. Milosevich. Roheisenproduktion im Kom. Gömör. Földt. Közl. 1897. S. 394. — L. Zeuschner. Kotterbach u. Poracs, Sitzungsber. d. k. Akad d. Wissensch. Wien, XVII, 1856. — C. v. Neupauer. Eisenstein-Vorkommen Cino-Bánya. Jahrb. d. gelog. Reichsanstalt XVI. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, S. 102. — L. Maderspach. Magyarország vas-es erez fekhelyei. Budapest 1880. — H. Wolf. Kohle bei Somodi.

erze gerichtet; die Eisenerze blieben gar häufig auf den Halden liegen — man konnte ja die leicht verhüttbaren Sorten auswählen, um dem noch geringen Eisenbedarfe zu genügen — bis sich in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts allmählich ein Umschwung vollzog und das Eisenerz immer mehr an Bedeutung gewann. An Stelle des patriarchalischen Kleinbetriebes ist jetzt eine intensive moderne Massenproduktion getreten, die nicht nur den ungarischen, sondern auch einen großen Teil des schlesisch-mährischen und preußisch-schlesischen Eisenerzbedarfes deckt.

Das gesamte Zips-Gömörer Erzgebirge ist, so weit es Grünschiefer, Grünsteine und Porphyroide enthält, von mächtigen Gängen der Carbonspatformation durchsetzt. Am Nordrande zieht sich eine nur wenig unterbrochene Gangzone von Dobschau über Rabenseifen, Groß- und Klein-Hnilecz, Vorderhütten, Bindt, Rostoka, Kotterbach, Poracs, Slovinka und Zsakarócz bei Göllnitz hin. Hieran reihen sich südlich die Göllnitzer und Helczmanóczer Gänge, ferner der Gang von Prakendorf zwischen der Konkordia- und der Eidechsen- und Stirkenberger Grube, endlich die Vorkommen von Schmöllnitz und Stoos an. Nahe der Wasserscheide bewegt sich der Bergbau von Aranyidka. Am Südabhange des Gebirges erstreckt sich die Gangzone von Metzenseifen, die über Krasnahorka in das Ganggebiet von Rozsnyó übergeht. Hier schließen sich westwärts die Gänge des Berges Hradek, von Ochtina und Rakos und endlich die berühmten drei Gänge des Vashegy (Zelesnik) in Szirk und Turcsok an. Als westlichstes Vorkommen können vielleicht auch die Gänge von Cino-Bánya und Turicska hier angeschlossen werden.

Alle diese Gänge streichen ungefähr ostwestlich und verflächen südlich im Sinne der allgemeinen Gebirgsstruktur. Man hat sie deshalb auch mehrfach als „Lager“ angesprochen, obwohl die häufig, besonders in Dobschau, beobachtete Zertrümmerung oder Spaltung der Gänge in „Fächer“ ihre Struktur, die oft sehr deutlichen Salbänder, das Vorkommen von Gangkreuzungen, wie in Slovinka, und von widersinnigem Verflächen, wie auf Bindt (s. Fig. 26), die Gangnatur sicherstellen. Die Gänge sind bis zu 20, ja selbst 30 und 34 *m* mächtig und nicht selten 4 bis 5, selbst 8 bis 10 *km* weit verfolgbar. Sie setzen vorwiegend in den Schiefern der „erzführenden Serie“, viel seltener in der Kohlenformation auf (z. B. Vorderhütten und Grätel bei Igló); sie stellen sich aber auch an der Grenze dieser Formationen oder im Grünstein oder an der Grenze zwischen Grünstein und den genannten Formationen ein.

Eisenstein bei Rákó. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 217. — Faller Reisenotizen über Metallbergbaue Oberungarns. Jahrb. d. k. k. Bergakad. 1867. S. 132. — A. Hauch. Schmöllnitzer Hüttenprozesse. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw 1886, S. 269—271. — B. v. Cotta in Berg- u. Hüttenm. Z. 1861, S. 151. — G. v. Rath. Geologische Reise nach Ungarn. Verh. d. Niederrhein. Ges. 1877, S. 9, 11, 13. — L. Maderspach. Zink- und Galmeilagerstätten von Pelsöcz-Ardó. Földt. Közl. 1877. (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 209.) Karte der Mineralreichtümer der Länder der ung. Krone von J. Böckh und A. Gesell 1898. — Lamprecht. Montanwesen d. Millenniums-Ausstellung. Budapest. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 45. Bd. 1897, S. 59 (Rudobánya).

Von der Mannigfaltigkeit der Gangfüllung geben namentlich Dobschau und Kotterbach eine Vorstellung. In Dobschau liegt am Langenberge, am Biengarten und bei den Maßörtern eine stockförmige, bis 35 *m* mächtige Masse von Eisenspat ziemlich flach auf Diorit auf und ist von Gesteinen der Kohlenformation (mit Versteinerungen) überlagert; ein höchst eigenartiges Vorkommen, das man aber wegen des nesterförmig verstreuten Auftretens von Kobalt-, Nickel-, Fahl- und Kupfererzen in den tieferen Lagen mit den übrigen echten Gängen von Dobschau in Beziehung bringen muß. Diese letzteren durchsetzen bis zu 3 *m* mächtig körnigen Diorit nahe am Kontakt mit Tonschiefer, zertrümmern sich nach oben und vertauben nach unten in 180 bis 200 *m* Tiefe. Die Gangfüllung besteht hauptsächlich aus Eisenspat, Kalkspat, Ankerit und Quarz, auch Turmalinnadeln. Einzelne Gänge enthalten fast nur diese Füllung, andere, die ursprünglich auf Eisenspat und Kupferkies bebaut waren, veredeln sich in der Tiefe zu Kobalt- und Nickel-

Fig. 26. Querprofil der Bindtner Erzgänge (geschnitten durch den Altstefanistollen). Nach bergamtlicher Darstellung.

erzgängen. Nur die quantitative und lokale Verteilung der Mineralien zeigt Abweichungen, der Gesamtcharakter ist bei allen Dobschauer Gängen derselbe.

In Kotterbach treten besonders Eisenspat, Eisenglimmer und Schwerspat und in der Nähe der Salbänder auch Quarz, Kupferkies, Silber- und Quecksilberfahlerz als Gangfüllung auf; während aber an dem bis zu 18 und mehr Meter mächtigen Gange Drozdziak derber, weißer Schwerspat selbst bis zu völliger Verdrängung der übrigen Mineralien vorherrscht und auch die sulfidischen Erze, Zinnober und gediegenes Quecksilber ziemlich reichlich entwickelt sind, enthält der 2 bis 3 *m* mächtige „Grobe Gang“ vorwiegend nur Eisenspat, weniger Schwerspat und noch weniger sulfidische Erze. Noch schwächer ist die Vertretung des Schwerspates und der Sulfide in Bindt und Rostoka, fast reiner Eisenspat bricht in Zsakaróez ein. Einen ähnlichen Charakter zeigen die Gänge südlich von Göllnitz und an der südlichen Abdachung des Erzgebirges. Nur die mächtigen Schwefel- und Kupferkiesstöcke von Schmöllnitz und die untergeordnet auftretenden silberhaltigen Blei- und Kobalterze, vielleicht auch die Antimon- und Galmeivorkommnisse nördlich von Rozsnyó nehmen hier eine Sonderstellung ein.

A. v. Groddeck führt die vorherrschende Gangformation des Zips-Gömörer Erzgebirges auf seinen „Typus Mitterberg" zurück und diese Auffassung ist um so bemerkenswerter, als nicht nur die Gangfüllungen, sondern auch die Nebengesteine die größte Ähnlichkeit aufweisen. Die Entstehung der Gänge wurde besonders in Dobschau und Kotterbach auf den Einfluß der basischen Intrusionen zurückgeführt. Über diesen Zusammenhang konnten Zweifel bestehen, solange angenommen wurde, daß die Mehrzahl der Gänge südlich der Grünsteinzone keine Beziehungen zu irgend welchen Eruptivgesteinen zeige. Durch den Nachweis der großen Verbreitung der Porphyroide im Bereiche der erzführenden Serie scheinen diese Zweifel nun gänzlich behoben und nach Schafarzik lassen sich diese Gangvorkommen ungezwungen als Produkte einer postvulkanischen Tätigkeit erklären. Offenbar aber handelt es sich hier um eine sehr alte Erscheinung: die basischen Intrusionen müssen zwar geologisch jünger sein als die Kohlenformation von Dobschau, aber älter als die untere Trias, die bei Slovinka deckenförmig die steilgestellten Grünschiefer überzieht. Somit ist der Spielraum für diese Intrusionen und deren Nachwirkungen, rein geologisch genommen, ziemlich eng.

Mit den Spatgängen ist aber der merkwürdige Erzreichtum des Zips-Gömörer Erzgebirges noch nicht erschöpft. Die carbone Grauwacke ist an einigen Punkten bei Folkmar und Krompach derart mit Hämatit bereichert, daß sie als Eisenerz verhüttet werden kann. Carbonkalk enthält am Ostramos in der südlichen Carbonzone in Höhlenfüllungen Brauneisenerz und ein bis zu 30 *m* mächtiges Lager dieses Erzes ruht in Rudobánya, Telkes und Szendrö auf Triaskalk und ist von tertiärem Tegel überdeckt. Endlich kommen bei Pelsöcz-Ardó im Bereiche der südlichen Kalkzone im Triaskalk Zinkblende und Zinkspat, nebenher auch Blei und Silber vor.

V. Abschnitt.

Das Tatragebirge.

Die Landschaft, eiszeitliche Vergletscherung. — Tektonische Gliederung. — Die subtatrische Zone. — Die hochtatrische Zone. — Mesozoische Schollen am Süd- und Westrande. — Die Umrahmung der Tatra.

Die Landschaft, eiszeitliche Vergletscherung.

Einer gigantischen Veste gleich, erhebt sich aus dem flachen alttertiären Acker- und Weideland der galizischen Podhala und des Liptauer und Zipser Kessels unvermittelt aufstarrend der wildgezackte Felskamm der Tatra. Alles Gebirge im Norden, Süden und Osten der Tatra ist meilenweit niedergebrochen, wie wenn es gälte, diese Perle der Karpaten so recht zur Schau zu stellen und zu ihrer Bewunderung einzuladen.

Der Gegensatz zwischen Niederung und Gebirge ruft an der Südseite einen besonders überwältigenden Eindruck hervor, weil sich hier die Granitmasse des Zentralkernes gleichsam in einem Anlauf die Kulminationshöhen erzwingt, die sich in der Hohen Tatra nicht am Hauptkamme, sondern an kurzen südlichen Querkämmen befinden. Zwischen diesen sind ungemein jähe steilwandige Täler eingefurcht, die den Ausblick auf den unbeschreiblich zerscharteten Hauptkamm und eine lange Kette von edelgeformten Spitzen eröffnen.

Auch die Randberge der Nordseite erheben sich ziemlich unvermittelt, behindern aber als vorgelagerte „Kalkzone“ den freien Ausblick auf den Hauptkamm. Dafür entschädigen sie durch die besonderen Schönheiten des Kalk- und Dolomitgebirges (s. Fig. 8 und 10); lange Quertäler mit einem Netz von Seitentälern vermehren hier die Mannigfaltigkeit der landschaftlichen Szenerie und steigern den Eindruck des Hauptkammes. An den Alpen gemessen, erscheint das Tatragebirge freilich klein, beträgt doch seine größte Breite knapp 15 *km*, seine Länge nur 52 *km*; man könnte es fast nur als Modell eines Hochgebirges bezeichnen. Aber wie dieses Gebirge auf engem Raume eine Fülle interessanter geologischer Erscheinungen als Modifikationen einer großartigen Gesetzmäßigkeit des tektonischen Baues erkennen läßt, so vereinigt es auch in landschaftlicher Hinsicht einen seltenen Reichtum an feinen und zugleich wilden Gebirgsformen. Gerade das modellartige des Gebirges bildet einen besonderen Reiz der Tatra, der noch eine weitere suggestive Steigerung durch das rauhe Klima erfährt, das die Vegetationsgürtel des Hochgebirges tiefer als z. B. in den Alpen herabdrückt.

Bei so viel Schönheit und Eigenart entbehrt die Tatra der Erhabenheit des ewigen Schnees und der Eisströme. Höhe und Niederschlagsmenge reichen bloß zur Entwicklung von Schneeflecken aus, die auch nur in feuchtkalten Jahren an geschützten Stellen den Hochsommer überdauern. In der Plistocänzeit dagegen bestand eine ausgiebige Vergletscherung. Den Südfuß der Hohen Tatra umgürtete vom Kriván bis zum Stößchen des Weißwassertales ein bis zu 4·5 *km* breiter Eisring. Er ist jetzt durch einen gewaltigen, von herrlichen Nadelwäldern überzogenen Blockwall mit einzelnen prächtigen Moränen-Amphitheatern und dem Moränensee von Csórba markiert. An der Nordseite der Tatra floß das Eis in wohlgeschiedenen Betten die Quertäler entlang und quoll nur aus den großen Haupttälern, dem Jávorinka-, Bialka-, Pańszczyca- und Suchawodatale, in solcher Masse hervor, um sich mit fächerförmig ausgebreiteter Stirn auf das Eocänland ergießen zu können.

Im westlichen Teile der Tatra bewegte sich die eiszeitliche Vergletscherung entsprechend der geringeren Höhe in viel bescheideneren Verhältnissen; die Eisströme fanden tief im Hochgebirge ihr Ende. Scheuerung, Rundhöcker- und Grundmoränenbildung waren zwar nicht besonders belangreich, dagegen tritt hier der Zusammenhang zwischen der ehemaligen Vergletscherung und der Kar- und Seebildung auffallend klar zu Tage (s. Fig. 4).

Tektonische Gliederung.

Das Kerngebirge der Hohen Tatra[1]) wird seit langer Zeit mit Recht als ein Hauptbeispiel eines „einseitigen“ Gebirges angeführt. Ist doch eine zusammenhängende „Kalkzone“ nur an der Nordseite entwickelt, während die Südseite und der Hauptkamm fast gänzlich aus Urgebirge und Granit bestehen. Jedem Besucher des Gebirges drängt sich sofort die Erkenntnis auf, daß die permisch-mesozoischen Bildungen des Nordabhanges fast ausnahmslos vom archäischen und granitischen Kerne nach Norden abfallen. Viel schwieriger schon gestaltet sich die Feststellung der Tatsache, daß dieser Erscheinung teils schiefe Falten mit parallelen Flügeln, teils nach Süden überschobene Falten zu Grunde liegen.

Das Faltensystem der Tatra streicht ostwestlich und besteht aus vier Hauptfalten. Die archäische und granitische Zentralmasse ist nichts anderes als der Kern der höchsten und mächtigsten antiklinalen Aufwölbung (Fig. 27 A_1) dieses Faltensystems, dessen nördlich folgende Aufbrüche stufenweise an Höhe und Intensität abnehmen. Die zweite Antikline (A_2) bringt wohl auch noch Urgebirge zum Aufbruche, aber in geringerer Mächtigkeit und nicht längs der ganzen Kette, während an der dritten (A_3) nur noch die Untertrias und an einzelnen Stellen auch noch die Permformation, an der vierten (A_4) nur die mittlere Trias zur Oberfläche gelangen.

Zwischen den vier Hauptsätteln liegen ebensoviele schiefe Mulden, die vorwiegend vom Hangendschenkel des folgenden Aufbruches nach Süden, d. i. in der Richtung gegen die Zentralmasse überschoben sind. Man könnte sonach die tatrische Kalkzone auch in vier „Schuppen“ gliedern, allein diese Gliederung ließe sich nicht streng durchführen, weil der Aufbruch A_2 nicht durch die ganze Kalkzone hindurchsetzt, weil ferner nicht allgemein Überschiebung herrscht, sondern überschobene in vollausgebildete Mulden übergehen, und weil endlich sekundäre Überschiebungen weitere Komplikationen bewirken.

Nur die Überschiebungs- oder Wechselfläche zwischen der zweiten Mulde (S_2) und dem dritten Aufbruche (A_3) streicht ohne Unterbrechung durch die ganze Kalkzone hindurch; sie bildet zugleich die scharfe Grenze zwischen der hoch- und subtatrischen Entwicklung der mesozoischen Formationen und soll daher als Hauptüberschiebungs- oder Hauptwechselfläche bezeichnet werden. Die Antiklinen A_1 und A_2, die Synklinen S_1 und S_2 gehören der hoch-, die Anti- und Synklinen A_3 und A_4, S_3 und S_4 gehören der subtatrischen Zone an.

Was berechtigt uns nun aber zu der Behauptung, daß dem eigentümlichen Baue der tatrischen Kalkzone schiefe und überschobene Falten zu

[1]) Die geologische Literatur über das Tatragebirge ist enthalten in: V. Uhlig, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 562—578 und in den Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 64. Bd. S. 643, 68. Bd, S. 1. (Geologie des Tatragebirges.)

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 502.

Grunde liegen? Sollte die Annahme wiederholter Längsbrüche nicht auch eine befriedigende Erklärung ermöglichen? Solche Längsbrüche brauchten nur mit Unterschiebung der höheren Scholle verbunden gewesen zu sein, um gewisse Durchschnitte zu erklären. Wir wollen hier von der Erörterung der Frage, ob denn derartige Längsbrüche von Faltenbrüchen wirklich wesentlich verschieden sind, gänzlich absehen, sondern verweisen auf einige Beobachtungstatsachen.

Sehen wir z. B. im Sattel zwischen dem Małałąkatale bei Zakopane (vergl. Fig. 31) auf dem subtatrischen Triasdolomit (A_3) bunten Keuper und auf diesem die Kössener und Grestener Schichten aufruhen und darüber dieselben Schichten in umgekehrter Folge sich wiederholen, so ergibt sich das Bild einer schiefen Falte mit parallel zusammengelegten Flügeln aus der unmittelbaren Beobachtung.

In dieser Auffassung werden wir sehr bestärkt, wenn wir dieselbe schiefe Mulde (S_3) etwas weiter östlich am Kopieniec in eine liegende Mulde übergehen und an der Poroniner Kopa eine winzige Kappe von Kössener Schichten auf Lias aufruhen sehen (vgl. Fig. 28), wenn wir ferner in die Antiklinalzone A_3 bei Javorina eine sekundäre Mulde jurassischer Schichten eingesenkt finden.

Fig. 27. Durchschnitt der östlichen Tatra von der Schlagendorfer Spitze zum Greiner. Maßstab 1 : 75.000.

1 Granit, 3 Permquarzit, 4 bunter Schiefer der unteren Trias, 5 Muschelkalkdolomit, 6 bunter Keuper, 7 Rhät, 8 Grestener Schichten (Unterlias), 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 10 Liasfleckenmergel (subtatrisch), 11 Oberlias, roter und gruner Hornsteinkalk, 12 Jura- und Neocomfleckenmergel, 13 Murankalk und Sipkover Mergel, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat (Mitteleocän), 17 Obereocän und Oligocän, 18 Moränenschutt. II Hauptüberschiebung, III Überschiebung zwischen S_3 und A_4.

In den Béler Kalkalpen grenzt der Triasdolomit der Antikline A_4 an einer Strecke von 10 *km* Länge unmittelbar an die jüngsten, cretacischen Schichten der Mulde S_3 in gleichsinniger Lagerung an. Wenn irgendwo, so müßte hier der Typus einer einfachen Längsverwerfung vorliegen. Aber bei sorgfältiger Begehung der Grenzlinie zwischen S_3 und A_4 überzeugt man sich, daß am Sattel vom Rigliani- in das Beltal zwischen den cretacischen Kalken S_3 dun dem Triasdolomit A_4 eine kleine Partie von buntem Keuper und rhätischem Kalk mit *Terebratula gregaria* auftritt (vgl. Fig. 27). Offenbar bildet diese Partie einen Teil des Mittelschenkels der schiefen Falte, der sonst überall zerrissen und unterdrückt wurde und nur gerade hier erhalten blieb, weil er bei der Überschiebung zufällig mitgeschleppt wurde.

Aber auch in der hochtatrischen Zone läßt sich eine Reihe von Erscheinungen nur durch Faltung erklären. Wie sollten denn die mächtigen, an hohen Wänden aufgeschlossenen Kniefalten der Tomanowa (s. Fig. 30 bis 34) die schiefen Falten der Miętusiakessel, die Vereinigung der hochtatrischen Synklinen S_1 und S_2 an den Tylkowe Kominy anders als durch Faltung zu stande gekommen sein?

Die subtatrische Zone der Tatra.

Im subtatrischen Gebiete bilden die beiden Antiklinalzonen des Triasdolomits (im wesentlichen Muschelkalkdolomit) gleichsam das Grundgerüst des geologischen Baues; sie erstrecken sich mit nördlich geneigten Schichten fast durch die ganze Länge des Gebirges und es bedarf daher nur einer richtigen Deutung der jüngeren Schichten der Muldenmitte (S_3), um einer zutreffenden Auffassung des Gebirgsbaues sicher zu sein. Bei Zakopane bilden unterliasische Grestener Schichten die Muldenmitte, nach Westen hin treten jurassische und neocome Schichten hinzu und erweitern die Mulde so beträchtlich, daß das nördliche Dolomitband hiedurch nach Norden in den Bereich des alttertiären Senkungsfeldes gedrängt wird, wo es vom Alttertiär bedeckt, der Beobachtung entzogen ist. Der südliche Muschelkalkdolomitzug (A_3) hält länger an, aber auch er erreicht nicht das Westende der Tatra, sondern verschwindet etwa 9 *km* vorher, überdeckt oder überschoben von den jüngeren Felsarten der Muldenmitte. Auf der ganzen Strecke äußert sich in verschiedenfältiger Weise, in Anpressungen jüngerer an viel ältere Glieder der Schichtenfolge, in Blattbildung und sekundären Aufbrüchen die Tendenz zur Überschiebung nach Süden.

Östlich von Zakopane bildet der Übergang der schiefen subtatrischen Mulde in eine liegende Mulde die Einleitung zu größeren Veränderungen. Der Granit des Zentralkernes wölbt sich hier in der Woloszynkette stark nach Norden vor, um an der Bialka plötzlich zurückzuweichen. Dadurch wurde, wie es scheint, der Muschelkalkdolomit A_4 gehoben und zugleich in das spätere Senkungsgebiet hinausgedrängt, während weiter östlich an der Bialka eine kräftige sigmoide Verschiebung der gesamten Kalkzone nach Süden eintreten mußte.

Jenseits der Bialkaverschiebung lenkt die subtatrische Zone wieder nach Nordosten ein, um schließlich mit ostsüdöstlichem Streichen an den Ostrand des Gebirges zu ziehen und hier die reizvolle Gruppe der Béler Alpen aufzubauen. Es ist das ein sehr regelmäßig gebautes Stück der subtatrischen Zone, vielleicht das einzige, wo man mit einem Blicke den Bau eines großen Gebirgsteiles übersehen kann. In der Muldenmitte ist hier über dem Muschelkalkdolomit (A_3) die gesamte Schichtenfolge bis zum Murankalk und Chocsdolomit aufgestapelt (vgl. Fig. 8, 27), und vom Triasdolomit der Antiklinale A_4 regelmäßig überschoben. Kleine Verschiebungen nach Süden treten hier am Durlsberge und beim Drexlerhäuschen auf. In der Osttatra ist die Mulde S_4 am Nordrande in größerer Ausdehnung erhalten als im westlichen Teile; sie reicht nur in den Lias, die jüngeren Bildungen verfallen dem alttertiären Senkungsfelde.

Die hochtatrische Zone der Tatra.

Kann man die Faltung gleichsam als einen Kampf der einzelnen Schichtengruppen um den vorhandenen Raum bezeichnen, so bildete die hochtatrische Region den Schauplatz einer besonders heftigen Konkurrenz. Die gegenseitige Beeinflussung, die Verdrängung und Anpassung der Schichtengruppen erlangt hier eine so große Bedeutung, daß der geologische Bau eine gewisse Eigenart aufweist und etwas weniger regelmäßig erscheint als bei den subtatrischen Aufbrüchen.

In der hochtatrischen Zone existieren zwei Aufbruchsgebiete, ein westliches und ein östliches; dieses umfaßt den kleinen Gebirgsstock der Jaworiner Sziroka (2215 *m*), jenes die Gebirgsstrecke zwischen der Kopa Magóry und den Tylkowe Kominy südlich von Zakopane.

Im Westen brechen die kristallinen Gesteine, Granit, Gneis und Hornblendeschiefer, in einer 4·3 *km* langen und 2·5 *km* breiten, ungefähr rechteckigen und ringsum von hochtatrischen Sedimenten umzogenen Masse hervor. Vom Granit des Zentralkernes (A_1) fallen Permquarzit, Triasschiefer und hochtatrische Liasjurakalke als Synkline S_1 nach Norden ab und sind vom Granit des Aufbruches A_2 an einer scharf ausgeprägten ostwestlichen Linie überschoben. Auf dem Granitkerne dieses Aufbruches A_2 liegen neuerdings Permquarzit und die hochtatrische Schichtenfolge der Synkline S_2 mit ziemlich steil nördlich einfallenden Schichten, die ihrerseits wieder an der Hauptwechsellinie vom subtatrischen Aufbruche A_3 überschoben sind (vgl. Fig. 28). Am Lilienpasse, einem schon von L. Zeuschner beschriebenen Punkte, ferner im Tychatale, am Giewontzuge und an der Kopa Magóry sind diese Verhältnisse mit aller Klarheit erkennbar und hier ist auch die Übereinstimmung mit der Tektonik der subtatrischen Region vollständig.

Gehen sonst Antiklinen in lange Spitzen aus, so haben wir hier ein Beispiel einer fast rechteckigen und an der Ostseite mit ganzer Breite zu Ende gehenden Aufbruchsmasse. Auch an der Westseite des Aufbruches tritt der Granit plötzlich zurück, doch weisen kleine Partien von Granit und

Grestener Sandsteinen in der Fortsetzung der Scheitellinie des großen Aufbruches durch den Kalkstein hindurch den Weg zu einer zweiten Aufbruchsmasse von Granit, die sich am Małołączniak mit nordsüdlicher Erstreckung kuppelförmig aus dem Kalkstein vorwölbt. Von hier führt ebenfalls eine fast ununterbrochene Reihe kleiner Partien von Granit und Grestener Sandstein längs der Fortsetzung der Scheitellinie am Hauptkamme über die Krzeszanica zu einer zweiten Granitinsel am Czerwony wierch upłaziański und an diese reiht sich im Westen ein komplizierter Aufbruch von Triasschiefer und Grestener Sandstein an. Erst in der Smytnia an der Westseite des Koscieliskotales findet diese Aufbruchszone mit einer kleinen Partie von Permquarzit und Triasschiefer ihren Abschluß.

Zwischen den Granitkuppen sind tiefe Kessel eingesenkt, die nur Liasjurakalk aufschließen, wie wenn die Granitmassen wurzellos wären und nur von oben her kappenförmig auf dem Kalkstein säßen. Daß dies aber in Wirklichkeit nicht zutrifft, sondern die Granitinseln tatsächlich aus der Tiefe hervortauchen, geht aus dem Umstande klar hervor, daß die hochtatrischen Kalke an der Südseite der Kondraczka, des Małołączniak und des Czerwony wierch upłaziański mit weithin sichtbaren Bänken in ihrer ganzen Breite auf den genannten Urgebirgsinseln aufruhen (s. Fig. 29 und 30).

Der mächtige Zakopaner Urgebirgsaufbruch (A_2) ist also in seinem westlichen Teile zweimal tief eingeschnürt und wieder breit vorgewölbt und bietet so das eigentümliche

Fig. 28. Durchschnitt der Hohen Tatra von der Swinica zum Kopieniec bei Zakopane. Maßstab ungefähr 1 : 46.000

1 Granit, 2 Granit, schiefrig, 3 Permquarzit, 4 bunter Schiefer der Untertrias (Werfener Sch.), 5 Triasdolomit, 6 bunter Keuper, 7 Rhät, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 15 Oberkreide, 16 Mitteleocäner Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Obereocän und Oligocän, 18 Moränenschutt I Überschiebung zwischen S_1 und A_1, II Hauptüberschiebung

Bild eines perlschnurförmigen, an zwei Stellen gleichsam gedrosselten Aufbruches.

Mit dieser ungewöhnlichen Aufbruchsform tritt zugleich eine *völlige Umkehrung der Bewegungsrichtung* ein: die hochtatrischen Liasjurakalke der Synkline S_2 fallen nicht vom granitischen Aufbruche A_2 nach Norden ab, wie es der Regel entspräche, *sondern sie schießen darunter nach Süden ein.* Sie bilden dabei im Małałąkakessel eine mächtige nach innen eingebogene Kniefalte, in den Miętusiakesseln zwei nach Süden ge-

Fig. 29. Der hochtatrische Liasjurakalk am Südabhange der Granitkuppe des Małołączniak bei Zakopane.

Aufgenommen vom südwestlichen Gehänge der Kondraczka. Die dunkle Partie am rechten Bildrande entspricht dem Granit des Małołączniakabhanges, von dem die hellen Kalke nach Süden abfallen. Vgl. damit den Durchschnitt Fig. 30.

richtete Falten (s. Fig. 31). Ebenso neigen sich die Kalke der Synkline S_1 nach Süden gegen den Zentralkern und wenden diesem am Tomanowapasse eine prächtige Kniefalte zu, die nichts anderes sein kann als die nach außen gepreßte Synkline des Tychatales.

In den Czerwone wierchy fehlen an mehreren Stellen Perm- und Triasschichten zwischen dem hochtatrischen Kalkstein und dem Granit. Sollte es sich hier etwa um alte Erosionserscheinungen handeln? Die Frage liegt nahe, denn wir haben ja im dritten Abschnitte gezeigt, daß die hochtatrischen Regionen in der Triaszeit Untiefen bildeten oder selbst zeitweilig gänzlich trocken lagen. Die Beobachtungstatsachen drängen aber zu einer

Fig. 30. Durchschnitt der Kalkzone des Tatragebirges über den Małołączniak bei Zakopane.

1 Granit, 1a Granit, schiefrig, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtatrisch, 6 bunter Keuper, subtatrisch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Schiefer und Sandstein (Obereocän). II, III Überschiebungsflächen.

Fig. 31. Durchschnitt der Kalkzone des Tatragebirges über die Krzeszanica bei Zakopane.

1 Granit, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtatrisch, 6 bunter Keuper, subtatrisch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 15 Oberkreide, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Schiefer und Sandstein (Obereocän), 18 Moräne. II Überschiebungsfläche.

tektonischen Erklärung der Erscheinung. Bandförmige und wenig intensive Falten bieten keinen Anlaß zur Unterdrückung einzelner Schichtengruppen. Wo dagegen das Aufbruchsmaterial bald breit vorgewölbt, bald auf ein Minimum eingedämmt ist, werden Verschiebungen, namentlich zwischen ungleiche Widerstände bietenden Felsarten unvermeidlich eintreten müssen. Die harten Massen, hier die Granite und die hochtatrischen Kalke werden das Feld behaupten, während die weichen plastischen Gesteine, die Triasschiefer und Grestener Schichten, die Gleitflächen für das harte Material

Fig. 32. Die Kniefalte der Grestener Schichten im Czerwony żleb an der Alpe Tomanowa bei Koscielisko.

Die Kniefalte nimmt die Mitte des Bildes ein. Die weißen Felsschroffen darüber bestehen aus hochtatrischem Liasjurakalk. Rechts von den Grestener Schichten treten bunte Schiefer (Untertrias) auf; zwischen den Grestener Schichten und dem Liasjurakalk ist ein schmaler Streifen von roten Triasschiefern eingezwängt.

abgeben und zum Teil diejenigen Räume einnehmen werden, die von den harten Massen verlassen wurden. So werden die plastischen Schichtgruppen an einzelnen Stellen gänzlich fehlen, an anderen in übergroßer Mächtigkeit angestaut sein.

Von der Lagerung der Schichten an solchen Stellen gibt die Gegend des Tomanowapasses ein gutes Bild (vgl. Fig. 32 und 33). Die Grestener Schichten, die wir im Tomanowasattel und auf der 3·4 *km* langen Strecke zwischen dem Passe und dem Jaworfels im Tychatale vermissen, sind an der Westseite des Passes ungewöhnlich mächtig und knieförmig eingefaltet; zahlreiche kleine Brüche durchziehen namentlich die roten Triasschiefer, ein

größerer Bruch liegt zwischen den Triasschiefern und den pflanzenführenden und eisenreichen Grestener Schichten und ein schmales Band von roten Triasschiefern ist zwischen hochtatrischen Kalkstein und Grestener Sandstein

Fig. 33. Halbschematische Darstellung der Kniefalten an der Alpe Tomanowa.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 rote Schiefer und Sandsteine (Untere Trias), 4 Grestener Schichten, 5 hochtatrischer Liasjurakalk

eingeklemmt. Aus den schönen Aufschlüssen der Tomanowa geht klar hervor, daß hier starke Verschiebungen der Schichtgruppen stattgefunden haben, die man etwa in der durch Fig. 33 angedeuteten Weise halb schematisch darstellen kann.

Die Granitmassen des Małołączniak und des Upłaziańskie zeigen als Folge der Faltung eine auffallende **Streckung und Parallelstruktur**. Am Upłaziańskie ist der Granit zugleich hochgradig viriditisch zersetzt; am Małołączniak konkurrieren die Erscheinungen der Randfazies, aplitische und pegmatitische Gänge, mit denen der Dynamometamorphose. Auch an dem mächtigen Urgebirgsaufbruche zwischen der Kondraczka und dem Lilienpasse fehlt es namentlich in der Nähe der Überschiebungsfläche des Tycha- und Suchawodatales nicht an Streckung und Parallelstruktur des Granits. Daneben kommen aber zwischen Giewont und Kondraczka Gneispartien mit südlicher Einfallsrichtung vor.

Westlich der Czerwone wierchy öffnet sich die Kniefalte der Synkline S_2 immer mehr und vereinigt sich mit der Synkline S_1 an den Tylkowe Kominy in einem regelmäßigen, den Aufbruch der Smytnia umspannenden Bogen (s. Fig. 34 und 10). Von hier ab besteht die hochtatrische Zone nur noch aus einer einfachen nach Norden geneigten Schichtenfolge von Permquarzit, Triasschiefer, Grestener Schichten und hochtatrischem Kalkstein, die im westlichsten Gebirgsabschnitte unter den nach Süden drängenden untercretacischen Gesteinen der subtatrischen Muldenmitte verschwindet.

Östlich vom großen Zakopaner Aufbruch erscheint die hochtatrische Zone durch den Zusammenfluß ihrer beiden Synklinen auf ein einfaches Band reduziert; an der Bialka-Sigmoide ist sie von der subtatrischen Zone überwältigt. Erst 2·25 *km* weiter südlich taucht am Ostufer der Bialka der hochtatrische Kalkstein neuerdings auf, er schwenkt in demselben Sinne wie die subtatrische Zone nach Süden, erreicht in Szirokasattel den südlichsten Punkt, um von da unter knieförmiger Biegung neuerdings nach Nordosten zu streichen.

Fig. 34. Durchschnitt der Tylkowe Kominy, Westseite des Koscieliskotales.

1 Granit, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtatrisch, 6 bunter Keuper, subtatrisch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 10 Liasfleckenmergel, 11 Oberlias, roter und grünlicher Hornsteinkalk, 12 Jura- und Neocomfleckenmergel, 15 Oberkreide, 16 Nummulitenkalk und Konglomerat, 17 Schiefer und Sandstein, Oberеocän, 19 pliстocäne Terrassen. I, II, Überschiebungsflächen.

In diesem Teile der hochtatrischen Zone kommt abermals ein langgestrecktes schmales Granitband (A_2) zum Aufbruch. Umkehrung der Bewegungsrichtung ist hier auf die nördliche Synkline S_2 beschränkt, die südliche ist in regelmäßiger Weise vom Granit des Aufbruches A_2 an zwei Flächen nach Süden überschoben (vgl. Fig. 35). Namentlich der Litworowy żleb läßt die Überschiebungen mit seltener Klarheit erkennen: die bleichen, teilweise deutlich geschichteten Kalkschroffen, die Rasenfläche der bunten Triasschiefer mit ihren Schrunden, die felsigen, geschichteten Bänder des Permquarzits und endlich der massige, dunkle Granit heben sich so deutlich voneinander ab (s. Titelbild), daß über den geologischen Bau volles Licht verbreitet wird.

Fig. 35. Überschiebungen im Litworowy żleb an der Westseite der Sziroka, Osttatra.
1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Untere Trias, 4 Hochtatrischer Liasjurakalk, U Überschiebungen.

Die hochtatrische Zone ist durch das Vorkommen transgredierender Lappen von Oberkreide ausgezeichnet. Im Tychatale bedecken die Mergelschiefer der Oberkreide bald die ganze Sedimentzone, bald umgeben sie einzelne Partien, die als Klippen aus dieser Decke hervorragen; bald erscheinen sie als Ausfüllung tiefer Kessel im Kalkstein, wie an der Alpe Pisana im Tale von Koscielisko, bald als Decken oder Bänder (s. Fig. 36) auf der Höhe der Kalkmassen, bald füllen sie Nischen und Klüfte aus und ziehen von der Höhe der Kalkberge zur Tiefe der Täler. Das Meer der Oberkreide muß das Gebirge bereits im ersten Stadium der Faltung vorgefunden haben; seine Ablagerungen haben aber die Hauptfaltung noch mitgemacht; die Steilstellung der Kreide am Fuße der Giewontwände, das Einfallen der Kreideschiefer unter den Granit im Tychatal und andere Erscheinungen wären sonst nicht erklärbar (vgl. Fig. 37).

Fig. 36. Transgredierende Lagerung der Oberkreide an der Nordseite der Krzeszanica.
1 Hochtatrischer Liasjurakalk, 2 Oberkreide.

Die als Kern der ersten und mächtigsten Antikline (A_1) aufzufassende Zentralmasse besteht größtenteils aus stark zerklüftetem Granit; kristalline

Schiefer sind an der Nordseite schwach vertreten, stärker im Süden. Hier bekunden sie eine für die geologische Auffassung des Gebirges sehr wichtige Tatsache: die Urgebirgsschiefer weisen an der Südseite ein nach Südosten gerichtetes und demnach der Neigung der Sedimente geradezu entgegengesetztes Verflächen auf. Aber selbst an der Nordseite finden sich Spuren einer südlichen Neigung der Urgebirgsschiefer, wie z. B. am Ornakrücken und an der Kondraczka, so daß die richtende Einwirkung der nachmesozoischen Faltung im Bereiche des Urgebirges und des Granites keinen großen Umfang angenommen haben kann. Nur die kleineren Aufbruchsmassen von Granit, die Randregionen der Aufbrüche, wohl auch da und dort gewisse Quetschungszonen erfuhren Streckung und Parallelstruktur, die große Hauptmasse des Urgebirges und des Granites wurde merkwürdig wenig berührt.

Fig. 37. Überschiebung der Sedimentärzone des Tychatales (S_1) und der Oberkreide durch den Granitaufbruch A_2.

1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 3 Grestener Schichten (Pisanasandstein), 4 hochtatrischer Liasjurakalk, 5 Oberkreide, u Überschiebung.

Mesozoische Schollen am Süd- und Westrande.

An den Südrand des Zentralkernes stoßen größtenteils alttertiäre Karpatensandsteine und nur in kleinen Schollen auch mesozoische Gesteine an. Obzwar das ziemlich flache Gelände nur wenig Einblick in die Zusammensetzung dieser Schollen gewährt, sind doch zwei Erscheinungen klar erkennbar: Die mesozoischen Kalke zeigen im allgemeinen ziemlich flache Lagerung und fallen vom Zentralkern nach Süden ab. Eine kleine Scholle besteht bei Pribilina aus zerbröckeltem Chocsdolomit und läßt den Kontakt mit dem Zentralkern und das Abfallen von ihm deutlich erkennen.

Die mesozoischen Schollen sind von Nummulitenconglomeraten und -Kalken umzogen, deren weithin flach ausgebreitete Schichten auf einen wenig aufgerichteten Untergrund schließen lassen. Man kann diese Schollen nicht eigentlich zum Faltensystem der Hohen Tatra zählen; sie dürften viel-

mehr eine „Austönungszone“ des weiter südlich sich erhebenden Faltenbaues der Niederen Tatra bilden. Sicher grenzen sie von Süden her mit einem großen Bruche an den Zentralkern der Hohen Tatra an (s. Fig. 39).

Der Zentralkern der Tatra geht nach Westen in der Gegend nördlich von Liptó-St.-Miklós an einer ungefähr nordsüdlichen Linie zu Ende. Geschichtete hoch- und subtatrische Ablagerungen fallen hier vom Urgebirge und Granit nach Westen ab. Eine Wechselfläche, entsprechend der Hauptbruchlinie scheidet die hoch- und subtatrischen Felsarten. Der hochtatrische Kalkstein erscheint auf das Urgebirge gerückt und die subtatrischen Gebilde sind nicht nur auf die hochtatrischen geschoben, sondern überschreiten diese im nördlichen Teile der Randpartie und überlagern den Granit. Während sich aber die Überschiebung am Nordabhange des Gebirges nach Süden lenkt, ist sie am Westrande nach Osten gerichtet.

Um den auffallenden westlichen Abschluß des Zentralkernes an einer queren Nordsüdlinie zu erklären, könnte man an eine beträchtliche Horizontal- oder Blattverschiebung denken; besser entspricht jedoch den gesamten geologischen Verhältnissen die Annahme, daß sich der Zentralkern schon ursprünglich an seinem Westrande in breiter Masse erhob und die Überschiebung namentlich der subtatrischen Bildungen sowohl am Nord- wie am Westrande des sich emporwölbenden Zentralkernes ihre Richtung gegen denselben nahm.

Diese Deutung scheint auch durch den Umstand unterstützt zu werden, daß am Westrande der nach Osten überschobenen mesozoischen Randzone eine kleine Partie von Urgebirgsschiefern zu Tage kommt, die von Morożewicz im Hinowatale, einem Seitentale des Suchy potok, aufgefunden wurde und die in gewisser Beziehung den Granitaufbrüchen bei Zakopane entsprechen könnte. Leider ist über dieses merkwürdige Vorkommen bis jetzt nichts Näheres bekannt.

Die Umrahmung der Tatra.

Von einer Spitze betrachtet, erscheint die wellig-hügelige Umgebung der Tatra fast als eine Ebene. Mit Ausnahme der vorhin besprochenen mesozoischen Schollen der Südseite und der Insel von Rauschenbach besteht dieses Hügelland aus einförmigem Alttertiär. Man hat vom Südrande 10, vom Nordrande 15 *km* zu überschreiten, um über flaches Alttertiärland wieder auf mesozoische Faltenzüge zu stoßen und vom Ostrande gelangt man erst nach 43 *km* zu der archäisch-mesozoischen Scholle des Braniszkogebirges. Das Alttertiär zerfällt in zwei Schichtengruppen: mitteleocäne Nummulitenkalke und Conglomerate liegen zu unterst und darüber befinden sich obereocäne und oligocäne Schiefertone und Sandsteine. Die Nummulitenkalke und Conglomerate bilden als ein bald schmales, bald mächtiges Band den Nordfuß des Gebirges. Sie liegen mit nördlich einschießenden Bänken anscheinend konkordant auf den ebenfalls nördlich geneigten mesozoischen Felsarten. Daß aber diese Konkordanz nur eine scheinbare

ist, beweist der Umstand, daß das einheitliche Eocänband in seinem Fortstreichen verschiedene tatrische Bildungen zur Unterlage erhält und kleinere Lappen auf verschiedene ältere Gesteine, ja **selbst auf den Zentralgranit übergreifen** (s. Fig. 38). Die Blöcke des Nummulitenconglomerates bestehen, wie man schon seit langer Zeit weiß, aus den verschiedensten Tatragesteinen, am Rande von Dolomitzügen fast ausschließlich aus Dolomitgeschieben. An solchen Stellen entstand das als Sulower Conglomerat bekannte Gestein, dessen Verwitterungsformen, aus der Entfernung betrachtet lebhaft an den primären Dolomit erinnern können.

Die Neigung der Eocänbänke schwankt an den Anlagerungsflächen an das ältere Gebirge zwischen 30° und 55°. Die vom Kontakte entfernter gelegenen Bänke nehmen ein immer flacheres Einfallen an, so daß schon in geringer Entfernung vom älteren Gebirge, z. B. in der Ebene von Zakopane nur noch eine schwache Neigung nach Norden bemerkbar ist.

Dieser nördlich geneigten Region steht eine Zone mit von der Klippenlinie nach Süden, also gegen die Tatra geneigten Schichten gegenüber. In ermüdender Eintönigkeit sieht man in den Talrissen überall dieselben flach geneigten Schiefer- und Sandsteinbänke auftreten, die eine Formation von enormer Mächtigkeit bilden müßten, wenn nicht durch Brüche immer wieder dieselben Schichten an die Oberfläche gebracht wären. An der Klippenzone stellen sich die Schichten etwas steiler auf und zeigen unmittelbar am Kontakt selbst untergeordnete Knickungen, die sich ungezwungen als Schleppungserscheinung am Randbruche der Klippenzone deuten lassen. Das Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone erscheint sonach als **eine flach muldenförmig eingesunkene, von zahlreichen Brüchen durchsetzte, aber nicht gefaltete Tafel** (s. Fig. 39 und 40).

c 1600m
O
W
3
2
1

Fig. 38. Kuppe von Nummulitenkalk auf dem Granit des Zentralkernes der Tatra, am Wege von Zuberec zum Palenicapasse.

1 Granit, 2 Neocomfleckenmergel, 3 Nummulitenkalk, übergehend in Conglomerat und Breccie.

Im Süden der Tatra, im Bereiche des Liptauer und Zipser Kessels, sind die Lagerungsverhältnisse vielleicht etwas weniger regelmäßig, denn man bemerkt hier namentlich nahe der Tatra einen etwas häufigeren Wechsel der Einfallsrichtung, im allgemeinen herrscht aber doch flache Lagerung vor. Besonders deutlich zeigen das die fast schwebenden Schichten an der europäischen Hauptwasserscheide bei der Station Csorba. Dieselben Verhältnisse endlich herrschen auch im Leutschau-Lublauer Hügelland im Osten der Tatra.

Am Süd- und Ostrande der Tatra fehlen Nummulitenkalke; sie umsäumen zwar die mesozoischen Schollen daselbst, aber nicht den Zentral-

kern. An diesen stoßen vielmehr, wie schon erwähnt, an einer und derselben Randbruchlinie teils jüngere Alttertiärschichten, teils mesozoische Schollen an. Das kann wohl nur durch ungleiche Senkungen in nachalttertiärer Zeit erklärt werden, welche im wesentlichen der alten, voreocänen Bruchlinie folgten. Die südliche Randbruchlinie nimmt am Ostende des Gebirges eine nordöstliche Richtung an, sie geht in die östliche Randbruchlinie der Tatra über und läßt sich etwas stärker nach Osten abgelenkt auch über die Tatra hinaus am Fuße der Zipser Magura bis zu der 7·4 *km* langen und bis zu 1·6 *km* breiten mesozoischen Insel von Rauschenbach verfolgen. Ein kleiner Längshorst, umgeben von Alttertiär, bildet diese Insel, ein sehr einfach gebautes Gebirge mit ziemlich schwach nach Nordwesten geneigten Trias- und Liasschichten. An der Nordwestseite liegen auf den Schichtflächen wie am Nordrande der Tatra Nummulitenkalke und Conglomerate auf; nach Südosten ist das Gebirge durch einen linearen Bruch abgeschnitten, und hier grenzen jüngere Alttertiärschichten an das Mesozoicum an. Dieser Bruch kann im wesentlichen nichts anderes sein als die Fortsetzung der Randbruchlinie der Tatra (s. die tektonische Karte).

Austönungsregion der Niederen Tatra (Liptauer Kessel).
Tatra.
Flachlagerndes Alttertiär zwischen Tatra und Klippenzone.
Klippenzone.
Gefaltetes Alttertiär im Norden der Klippenzone.

Fig. 39. Schematischer Durchschnitt des Tatragebirges, der Klippenzone und der Austönungszone der Niederen Tatra.
1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 2' mittlere und obere Trias, Muschelkalkdolomit, Keuper und Rhät (subtatrisch), 3 Juraformation, Unter- und Mittelkreide, 4 Hornsteinkalk der Klippenzone, 5 Klippenkalk der versteinerungsreichen Fazies, 6 Klippenhülle, Oberkreide und Eocän, 7 Nummulitenkalk und Conglomerat, Mitteleocän, 8 Schiefer- und Sandsteine des Obereocän und Oligocän im Süden der Klippenzone, 8' Schiefer und Sandsteine der nördlichen Grenzzone, Alttertiär im Norden der Klippenzone, 8'' Magurasandsteine im Norden der Klippenzone. A_1 Antiklinale des Zentralkernes (erste Antiklinale), A_2 hochtatrische Antiklinale (zweite Antiklinale), A_3 dritte Antiklinale (subtatrisch), A_4 vierte Antiklinale (subtatrisch). S_1, S_2, S_3 Synklinalen. *U* Hauptüberschiebung (vgl. Fig. 40).

Die alttertiären Niederungen im Umkreis der Tatra entziehen das darunter liegende Mesozoicum unserer Kenntnis. Einzig die Insel von Rauschenbach und die kleinen Schollen am Südfuße der Tatra können uns über den geologischen Bau dieser Randgebiete Anhaltspunkte gewähren. Diese Schollen aber deuten an, daß wir uns an Stelle der Flyschdecken zwischen der Niederen und Hohen Tatra, zwischen dieser und der Klippenzone nur schwach gefaltete mesozoische Regionen denken müssen. Sonach schalten sich in den Zentralkarpaten zwischen stark gefaltete und gehobene Bogen breite Austönungszonen ein, deren flache Lagerung auf ein allmähliches Ausklingen der nur in schmalen Faltenzonen sich heftig und gleichsinnig äußernden Massenbewegung hinweist.

Fig. 40. Osttatra und Pieninen.

(Aufgenommen von Schubert in Krakau: Standpunkt: Anhöhe südlich von Szczawnica niżnia.)

Im Hintergrunde die Hohe Tatra mit den Béler Kalkalpen, im Vordergrunde die Klippen der Pieninen, durchschnitten vom Dunajec. Zwischen Tatra und Klippenzone breitet sich die flache Alttertiärniederung der Zipser Magura aus. Der Bergrücken im Vordergrunde gehört zur gefalteten Alttertiärzone im Norden der Klippenzone (vergl. Fig. 39).

Vor Ablagerung des Eocän erhoben sich die ungefähr parallelen Ketten der Hohen und Niederen Tatra und des Klippenbogens aus weiten, wenig gefalteten Niederungen. Pflanzenreste und Kohlenspuren an der Basis des Eocän bilden Anzeichen einer kurzen Festlandsperiode im Untereocän. Im Mitteleocän fand das übergreifende Meer Zutritt in die Niederungen, Strandconglomerate und Kalke entstanden am Rande der gefalteten Ketten und darüber häuften sich bei steigender Strandlinie mächtige Ton- und Sandablagerungen, bis sich endlich die mit terrigenen Sedimenten beladenen Tiefenregionen zu senken begannen.

Die Nordseite der Tatra trägt ungleich dem Süd- und Ostrande keine bestimmten Anzeichen eines den ganzen Rand betreffenden Abbruches. Die Randbrüche haben hier nur einen lokalen Charakter; im allgemeinen tauchen die mesozoischen Schichten mit ziemlich gleichmäßiger Neigung zur Tiefe. Die nacheocäne Senkungsbewegung der Austönungsregion ist daher am Nordrande der Hohen Tatra in breiter Zone, dagegen am Südrande der Tatra und des Klippenbogens an einem scharfen Randbruche und zahlreichen kleineren Brüchen erfolgt.

Am Süd- und Ostrande der Tatra bot die durch die Hauptfaltung entstandene Dislokationsfläche zwischen dem Zentralkerne und den mesozoischen Sedimenten der Austönungszone geringen Widerstand, daher ist es ganz natürlich, wenn sich die Ablösung der mit terrigenen Absätzen beschwerten Austönungszone vom Zentralkerne abermals an dieser Fläche vollzog. Dagegen waren die mesozoischen Schichten am Nord- und Westrande weit widerstandsfähiger und so ging hier die nachmalige Senkung vorwiegend in breiter Zone und seltener unter scharfer Bruchbildung vor sich.

Sofern die Umgebung der Tatra in jungtertiärer Zeit gesunken und die Begrenzung nach mehreren Richtungen durch Brüche gebildet ist, darf die Tatra als ein Horst bezeichnet werden: aber sofern ihre Erhebung ursprünglich durch Faltung herbeigeführt wurde, erscheint sie als ein echtes Faltengebirge. Jedenfalls bildete vorwiegend Faltung das formengebende Element, selbst die Lage der späteren Senkungsfelder wurde durch die Hauptfaltung vorbestimmt und die Senkungen haben nichts anderes bewirkt als eine schärfere Ausprägung der durch die Faltung geschaffenen Züge.

Die intensive Faltung und Hebung erscheint an die nächste Umgebung des Zentralkernes geknüpft und dieser gibt sich als das tatsächliche Zentrum der Erhebung und Faltung zu erkennen.

Wir werden sehen, daß die Erfahrungen über den Bau der übrigen Kerngebirge diese Auffassung in jeder Beziehung bestätigen.

VI. Abschnitt.

Die äußere Reihe der Kerngebirge.

Der Prosecsnozug und das Chocsgebirge. — Klein-Kriván und Mincsow. — Suchygebirge und Mala Magura. — Das Zjargebirge. — Die Senkungsgebiete in der Umgebung des Zjar, Suchy und der Mala Magura. — Das Straszowgebirge und die Berggruppe von Dubnic und Trencsén. — Der Inovecz. — Die Kleinen Karpaten.

Der Prosecsnozug und das Chocsgebirge.

Der Prosecsnozug geht als ein schmaler, vom Hutianski- und Prosecsnobache in engen Klammen durchsägter Felskamm in weststüdwestlicher Richtung vom Westrande der Tatra ab; bei Lucsky nimmt er als Chocsgebirge größere Höhe und Breite an und vereinigt sich bei Rozsahegy (Rosenberg) mit den sedimentären Randzonen des Lubochnia- und des Klein-Krivángebirges. An seinen Nordrand lehnen sich mächtige Nummulitenconglomerate und darüber liegt im Arvaer Senkungsfelde, der Fortsetzung der galizischen Podhala, jüngerer Flysch. Im Süden ist der Prosecsnozug durch einen scharfen Randbruch begrenzt, an den die jüngeren Alttertiärschichten anstoßen.

Im allgemeinen kann daher der Prosecsnozug als eine einseitig gehobene Scholle mit flachem Abfall nach Norden angesehen werden. Der Abfall ist so schwach, daß D. Stur[1]) im Durchschnitte des Prosecsnotales fast horizontale Lagerung des Kalksteines beobachten konnte. Am Westrande des tatrischen Zentralkernes sind nebst den neocomen und jurassischen auch die triadischen Ablagerungen über 1800 *m* hoch emporgezogen. Mit dem Verschwinden des Urgebirges sinkt die Kalkdecke plötzlich um fast 500 *m* und besteht in dem tiefer und flacher liegenden Prosecsnozuge nur aus den jüngsten Bildungen der permisch-mesozoischen Serie, besonders dem Chocsdolomit. Der Prosecsnozug erscheint demnach als die Austönungszone der intensiv gehobenen Falten am tatrischen Westrande.

Der Zug, der durch die gewaltige Erhebung der Tatramasse auf die permisch-mesozoische Ablagerungsdecke zur Zeit der Hauptfaltung des Gebirges ausgeübt wurde, mußte sich in der Richtung, wo er am stärksten war, in der Entstehung einer Ruptur kundgeben. In der Tatra entstand dieser Riß am Südrande des Zentralkernes und setzte sich um den Ostrand herum zur Rauschenbacher Insel nach Nordosten fort. Am andern Ende des Zentralkernes springt er im Suchatale nach Norden vor und lenkt dann als innerer Randbruch des Chocs-Prosecsnozuges nach Weststüdwesten ein. Sowie die Tatra am Südrande die stärkste Emporfaltung, am Nordrande allmählichen Abfall aufweist, so ist dasselbe, wenngleich in äußerst abgeschwächtem Maße, auch in der Rauschenbacher Insel und im Chocs-

[1]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 106.

Prosecsnozuge der Fall. Auf diese Weise bilden die Bruchlinien am Innenrande des Prosecsnozuges und der Rauschenbacher Insel im wahrsten Sinne des Wortes Leitlinien, denn sie zeigen an, in welcher Richtung die gewaltige Erhebung der Tatra ausklingt (vgl. die tektonische Karte).

Auch im Prosecsnozuge folgte die nacheocäne Senkung den voreocänen Linien. In der Gegend der Vereinigung des Choes-Prosecsnozuges mit der Randzone des Klein-Kriván- und Lubochniagebirges verlieren sich die Spuren des von der Tatra her ausgeübten Zuges und es treten die vom Lubochnia- und Klein-Krivángebirge ausgehenden Einwirkungen in den Vordergrund. Vielleicht kann man das Hervortreten der älteren, triadischen Glieder der Schichtenfolge am Fuße des Choes bei Lucski[1]) schon als eine Äußerung des Einflusses der genannten westlichen Zentralkerne auffassen.

Klein-Kriván- und Mincsowgebirge.

Das Klein-Kriván- oder Fatrakrivángebirge setzt mit dem Mincsow[2]) oder den Weterne hole eine ungefähr 35 *km* lange und 8 bis 11 *km* breite, orographisch scharf hervortretende und geologisch einheitliche Kette zusammen, an der sich der Übergang aus dem nordöstlichen Streichen der Westkarpaten in das westöstliche der Zentralkarpaten vollzieht. Diese Kette hat offenbar nur deshalb keinen gemeinsamen Namen, weil sie von der Waag in dem engen, malerischen Durchbruchstale des Strecsnópasses zwischen Ruttka und Várna in zwei fast gleich große Teile zerlegt wird. Im südwestlichen Abschnitte, den Weterne hole, besteht die Haupterhebung mit den in 1364 und 1477 *m* liegenden Kulminationspunkten Mincsow und Velka luka aus dem granitischen Kerne, im nordöstlichen Teile, dem Klein-Krivángebirge, steigt der Granitkern zwar bis zu rund 1550 *m* an, ist aber noch von den nach Süden ragenden Schichtköpfen der Kalkzone überdeckt.

Im Süden des Gebirges senkt sich der bogenförmige Turóczer Kessel ein. Von hier aus bietet namentlich die Klein-Krivánkette einen ähnlichen Anblick wie die Tatra, sofern sie aus tiefem Flachland frei und unvermittelt zu beträchtlicher Höhe aufragt (s. Fig. 41). Manche feingeformte, steile Spitze, besonders die beiden Kriván und der reizvolle Rossudec (s. Fig. 50), erinnern lebhaft an tatrische Formen, da sich aber selbst die höchsten Spitzen (Groß-Kriván 1711 *m*) nur knapp an die Hochgebirgsregion nähern, so ist der Eindruck weit weniger großartig. Das Gebirge war zur Eiszeit nicht

---

[1]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 104—109. — E. v. Mojsisovics. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 259, 354. Die Vertretung von Triasdolomit bei Lucski ist nach E. v. Mojsisovics nicht ganz sichergestellt.

[2]) Das Mincsowgebirge ist in der Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie als Mincsolgebirge bezeichnet. Nach A. Kornhuber ist Mincsow der richtige im Volke gebräuchliche Name. Das Wort Mincsow dürfte aber wohl von Mincsol abgeleitet sein, einer in den Karpaten häufigen und auf wallachische Reminiszenzen zurückzuführenden Bezeichnung (Mincsol = Muncel hängt mit Munte, lat. mons, zusammen). Die jetzt weniger übliche Bezeichnung Weterne hole verwendeten Stur und Zeuschner in einem viel umfassenderen Sinne.

vergletschert und so fehlen auch die durch einstige Vergletscherung bedingten Fels- und Talformen. Im Mincsowgebirge sinkt die Höhe vollends auf das Niveau der Mittelgebirge herab, der Zentralkern wölbt sich hier in weiten flachen Kuppeln vor (vgl. Fig. 5). Die geringere Höhe des Fatra-Kriván und Mincsow macht ihren Einfluß natürlich auch im Vegetationsbereiche geltend: es fehlen hier viele alpine Pflanzenformen der Tatra, die Krumm-

Fig. 41. Die östlichste Partie des Fatrakrivángebirges am Zusammenflusse der Waag und Arva bei Kralován.

Die unvermittelt aufsteigenden Berge im Vordergrunde bilden den granitischen Zentralkern. Ihr Fuß fällt mit dem inneren Randbruche zusammen. Am linken Bildrande tritt am Randbruche eine kleine Partie von Neocom an den Zentralkern heran. Die Berge im Hintergrunde entsprechen der nach Norden abfallenden Kalkzone. Der am Horizont über dem Arvatale auftauchende Rossndec wird vom Klischee leider nicht wiedergegeben. Der Zentralkern ist am rechten Bildrande durch die Šiplnie begrenzt. Hier schließt sich das Profil Fig. 49 an.

holzregion ist wenig ausgedehnt und nicht zusammenhängend und in den tieferen Regionen macht die Buche dem Nadelholz das Terrain mit Erfolg streitig.

Wie die Tatra bilden auch Klein-Kriván und Weterne hole eine einseitige Kette mit einer Kalkzone am nördlichen und nordwestlichen Abfalle und einem kristallinen Zentralkerne an der Innenseite. Der Innenrand des Gebirges ist ein Bruchrand, an dem teils alttertiäre Schiefer und Sandsteine, teils cretacische Dolomite und Fleckenmergel mit dem Granit des Zentralkernes in unmittelbare Berührung kommen. Während aber am Südrande

des Tatragebirges nur kleine mesozoische Schollen erhalten sind, deren im allgemeinen flache Lagerung weniger direkt beobachtet als mittelbar erschlossen werden kann, treten im Fatrakriwángebirge jungmesozoische Kalke und Dolomite bei Kralován in breiter Zone an den Granit heran und ihre flache Lagerung ist weiten Aufschlüssen unmittelbar zu entnehmen (vgl. Fig. 42, 43 und 48). Nur mit einigem Zögern konnten die kleinen mesozoischen Schollen im Süden der Tatra als Reste einer Austönungszone der Niederen Tatra mit verhältnismäßig flacher Lagerung angesprochen

Fig. 42. **Kontakt der flachen Chocsdolomitdecke des Hradiskapasses bei Kralován mit dem granitischen Zentralkern des Fatrakriwángebirges.**

Die Kontaktfläche, der innere Randbruch des Fatrakriwangebirges, fällt im Bilde mit der Einsattelung zusammen. Rechts davon erhebt sich der granitische Zentralkern, links dehnt sich, vom Zentralkern leicht abfallend, die Chocsdolomit- und Kalkdecke (Austönungszone) des Lubochniagebirges aus (vergl. den Durchschnitt Fig. 43).

werden, hier dagegen zeigt direkte Beobachtung, daß die breite, an den Südrand des Fatrakriwángranites angrenzende cretacische Scholle des Hradiskapasses zugleich die Randzone des südlich davon sich erhebenden Lubochniagebirges bildet (vgl. Fig. 63).

Die Region dieser Randzone am Südfuße des Fatrakriwán- und Minesowgebirges war zufolge ihrer Entstehung schon in voreocäner Zeit ein Tiefengebiet, offen für die Ingression des Eocänmeeres. Am Rande des Lubochniagebirges finden wir die älteren Strandconglomerate mit mitteleocänen Nummuliten, darüber die jüngeren Schiefer und Sandsteine. Den Untergrund des Kessels entblößt an mehreren Stellen die Waag und hier sind Schichten von

so unbedeutender Neigung zu erkennen, daß man geradezu von **horizontaler Lagerung sprechen kann** (vgl. Fig. 44). Auch hier also hat in nacheocäner Zeit keine Faltung mehr stattgefunden, auch hier war wie in der Tatra die Dislokationslinie zwischen dem Zentralkern und der südlich anstoßenden Austönungszone für posthume Bewegungen vorbestimmt: Ungleiche Sprunghöhe der nachmaligen Senkungen an dieser Dislokation hatte an einzelnen Stellen die Erhaltung mesozoischer Schollen, an anderen das Anstoßen von Alttertiär an Granit zur Folge. Von diesen nacheocänen Senkungen wurden

Fig. 43. Durchschnitt der Kontaktregion der flachen Chocsdolomitdecke des Hradiskapasses bei Kralován mit dem granitischen Zentralkern des Fatrakrivángebirges.
1 Granit (Zentralkern des Fatrakrivángebirges), 2 Chocsdolomit und Kalk (Austönungszone des Lubochniagebirges), 2a zertrümmerter Chocsdolomit. *SR* südlicher Randbruch des Fatrakrivángebirges (s. Fig. 42).

namentlich die vom Granitkerne des Lubochniagebirges entfernter liegenden Teile der Randzone betroffen, während diejenige Partie, die im Hradiskapasse bei Kralován zwischen den Granitkernen des Fatrakriván- und des Lubochniagebirges gleichsam eingezwängt ist, von dem Niederbruche verschont blieb.[1]

Im Zentralkern des Fatrakriván sind anscheinend nur die Kernpartien des Granitstockes zur Oberfläche gelangt, denn man vermißt hier jegliche

Fig. 44. Flache Lagerung des Alttertiär am Waagufer bei Turán im Turóczer Kessel.
Der Aufschluß ist fast 1 *km* lang, die Zeichnung ist ungefähr 8 fach überhöht.

Andeutung der Randfazies; im Minesowgebirge dagegen steckt die zentrale Granitmasse in einer Schieferhülle und die Randfazies des Granites scheint hier in den von Stur und Andrian[2] beschriebenen Gneiseinlagerungen gut vertreten zu sein. Zu der beträchtlichen Mächtigkeit der kristallinen Schiefer

---

[1]) Der südliche Teil des Turóczer Kessels enthält jungtertiäre, gewöhnlich als pontisch gedeutete Süßwasserbildungen, Schotter, Sande, Tone, Lignit und Süßwasserkalk. Daß die mächtigen Schotter in der Mitte und am Westrande des Beckens ein leichtes Einfallen nach Südwesten zeigen, dürfte mit der torrentiellen Deltastruktur dieser Ablagerungen zusammenhängen; es wäre aber auch nicht undenkbar, daß diese Lagerung auf leichte posthume Bewegungen in jungtertiärer Zeit zurückzuführen ist.

[2]) Stur im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 90. v. Andrian. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 187.

im Mincsowgebirge tragen nach KORNHUBER[1]) mannigfaltige Gesteine bei, besonders Glimmerschiefer, Gneis, Chlorit-, Hornblende-, Talk- und Tonschiefer und Serpentin. Im Bereiche der Chloritschiefer wurde ehedem auf Eisen- und Kupfererz gebaut; vielleicht ist hier die „erzführende Serie" vertreten. Die Mächtigkeit des Zentralkernes nimmt nach Osten hin ab. Nahe dem Ostrande tritt der Granitkern an einer fast nordsüdlichen Linie plötzlich zurück. Nur der äußerst schmale Scheitelteil schlingt sich fast fadenförmig bis an den Ostrand bei Parnica.

Die permisch-mesozoischen Ablagerungen fallen in beiden Gebirgsteilen wie in der Tatra im allgemeinen vom Zentralkern nach Norden und Nordwesten ab, und schiefe, zum Teil nach Süden überschobene Falten liegen auch hier dem Gebirgsbau zu Grunde. Während aber die Ablagerungen des Fatrakriván ausschließlich dem subtatrischen Typus angehören, ist im Mincsowgebirge eine innere Zone mit hochtatrischer Entwicklung vorhanden.

Die Kalkzone des Fatrakriván[2]) ist durchschnittlich etwas breiter als die der Tatra, dennoch bestehen in diesem Gebirge vier, in jenem nur zwei Hauptantiklinen. Auch hier ist die Antikline A_1 mit der Zentralmasse als Kern am höchsten emporgefaltet und die Intensität der Faltung nimmt nach dem Nordrande hin ab. Die Synkline S_1 erstreckt sich nicht ununterbrochen durch das ganze Gebirge, sondern zerfällt in vier gesonderte Partien; sie ist enger zusammengepreßt als die flach nach Norden abfallende Synkline S_2. Am Nordrande der Synkline S_2 breiten sich die jüngsten Ablagerungen der Schichtenfolge, Chocsdolomit und Neocom-Fleckenmergel, in leichten welligen Faltungen aus und deuten auf diese Weise den Übergang der Falten in die abgesunkene Austönungszone an.

Der beistehende Durchschnitt Fig. 45 über den großen Kriván gibt ein gutes Bild von dem vorherrschenden Typus des Gebirgsbaues, er ist aber nicht für alle Teile des Gebirges maßgebend, sondern erfährt so eigenartige Abänderungen, wie sie kaum in einem andern Kerngebirge bestehen.

Ungefähr in der Mitte des Gebirges vereinigt sich am Berge Hleb die Synkline S_2 über die trennende Antikline A_2 hinweg mit der Synkline S_1, und oberjurassische Hornsteinkalke, und wohl auch neocome Fleckenmergel streichen hier aus dem Bereiche der Mulde S_2 quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen in das der Mulde S_1. Es kommt also hier gleichsam eine Überbrückung der Antikline A_2 zu stande (s. Fig. 47), die nur dadurch ermöglicht ist, daß die Antikline A_2, trotzdem Granit in ihrem Kern aufbricht, hier eine rundliche flache Kuppelform aufweist und so wenig stark emporgewölbt ist, daß sie von den jüngeren Schichten gedeckt werden kann (vgl. Fig. 46). Zugleich aber liegen Andeutungen für eine Anpressung nach

[1]) A. KORNHUBER. Erdbeben vom 15. Jänner 1858. Verh. d. naturwiss. Ver. Preßburg. III. Bd, S. 29, IV. Bd, S. 71.

[2]) V. UHLIG. Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges. Denkschr. d. k. Akad. 1902, 72. Bd. S. 519. Die Arbeit enthält die spärlichen Literaturhinweise über dieses Gebirge.

Süden vor, denn in Süden und Südosten der „Überbrückung“ rückt der bunte Keuper mit Unterdrückung des Triasdolomits unmittelbar auf Permquarzit.

Fig. 45 bis 48. Durchschnitte der Kalkzone des Fatrakrivángebirges
Maßstab 1 : 75.000.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Schiefer der unteren Trias, 4 Muschelkalkdolomit und obertriadischer Kalk und Dolomit, geschieden durch weißen Quarzsandstein (4a) der Lunzer Schichten, 5 bunter Keuper, 6 Rhät, 7 Grestener Schichten, 8 Lias- und Dogger-Fleckenmergel, 9 roter und grünlicher Knollenkalk und Hornsteinkalk, Tithon, 10 Neocom-Fleckenmergel, 11 Chocsdolomit, 12 Eocänconglomerat (Sulower C.) und obereocäner Sandstein und Schiefer, I Überschiebungsfläche.

In dem Gebiete östlich der „Überbrückung“ gelangt die zweite Antiklinale bald wieder an die Oberfläche (s. Fig. 48). Das Zurückweichen des Zentralkernes im östlichen Abschnitte eröffnet für die Faltungen des Triasdolomits einen weiten, nach dem Ostrande zunehmenden Spielraum. Daher entstehen hier zwei sekundäre Antiklinen, die sich ähnlich wie auch die

Hauptfalten nach Osten immer mehr erweitern und am Ostrande gerade in ihrer breitesten Entwicklung durch einen scharfen Randbruch abgeschnitten sind.

Die östliche Fortsetzung der Falten ist an diesem fast nordsüdlich verlaufenden Randbruche zur Tiefe gesunken, an den Bruch schmiegen sich im Norden die Bildungen der Klippenzone, weiter südlich die alttertiären Gesteine an. Erst bei Parnica, 6·7 *km* südlich von der Nordostecke des Gebirges tauchen an der Ostseite des Randbruches neuerdings wieder mesozoische Bildungen auf. Der Randbruch greift am Rande des Zentralkernes bogenförmig nach Westen vor und hier tauchen nun an der Arva der Reihe nach zuerst neocome und weiter südlich immer ältere Bildungen bis zum Triasdolomit auf (vgl. Fig. 49). Die Lagerung der mesozoischen Gesteine an der Ost- und Südostgrenze des Granitkernes bietet demnach die Erscheinungen der Schleppung: die Linie, an der die mesozoischen Bildungen an den Granit anstoßen, ist keine ursprüngliche Anlagerungs-,

Fig. 49. Durchschnitt an der Šiplinie bei Kralován.
1 Granit, 2 Triasdolomit, 3 bunter Keuper, 4 Rhät, 5 Grestener Schichten, 6 kalkige Fleckenmergel mit Belemniten, 7 Fleckenmergel, Jura und Neocom, 8 Mergelschiefer und plattige Sandsteine des Oberneocom, 9 Chocsdolomit, 10 Kalktuff der Stankowaner Quellen

sondern eine Dislokationslinie und die Lagerungsverhältnisse dieser Dislokation zeigen deutlich, daß die Bewegung um das Ostende des Granitkernes herum nach Westen und Süden gerichtet war. Die brecciöse Beschaffenheit des Triasdolomits ist wohl auf den mächtigen Einfluß der Bewegung an dieser Linie zurückzuführen, an der die Mineralquellen von Stankován hervorsprudeln. Wir haben hier zugleich ein merkwürdiges Beispiel dafür, einen wie verschiedenartigen tektonischen Charakter eine und dieselbe Dislokation annehmen kann: die quere Randbruchlinie am Ostrande des Fatrakrivánzuges entspricht im Norden einem Senkungsbruche, im Südwesten nimmt sie am Fuße des Šip den Charakter einer Aufschiebungslinie an. Ihre Länge beträgt insgesamt 14·5 *km*.

Die Triasablagerungen, Lias und Jura verschwinden bei Stankován unter dem Alluvium der Waag. Neocommergel und Chocsdolomit dagegen ziehen als breites Band nach Südosten und verschmelzen im Waagtal zwischen Stankován, Fenyőháza und Rozsahegy mit der cretacischen Rand- und Austönungszone des Lubochniagebirges und mit dem Chocsgebirge.

In dieser merkwürdigen Austönungsregion vorwiegend cretacischer Schichten, die in gewissem Sinne drei Kerngebirgen, dem Lubochnia-, dem Fatrakriván- und dem Tatragebirge angehört, erscheint in Komjatnatale und am Ausgange und in dem mittleren Teile des Bistrotales ein lokaler Aufbruch von Keuper, Kössener Schichten und Liaskalken, mit ungefähr nordnordöstlichem Streichen, ähnlich dem Streichen des Triasaufbruches von Lucski. Erfolgte an der Siplinie tatsächlich eine leichte Bewegung gegen Westen, so mochte der hiedurch ausgeübte Zug wohl geeignet gewesen sein, die Entstehung dieser Aufbrüche in der Austönungsregion zu befördern.

Im westlichen Teile der Kalkzone des Fatrakrivángebirges verschmelzen die granitischen Kerne der Antiklinen A_1 und A_2 zu einer gemeinsamen mächtigen Zentralmasse. Zugleich erfolgt eine zweite, bedeutungsvollere Veränderung des Bauplanes: am Nordrande des Gebirges verschwinden hier der Reihe nach die älteren Gesteine, die jüngsten Felsarten, Neocommergel und Chocsdolomit überwältigen gewissermaßen die älteren Bildungen und erscheinen an immer ältere Schichten und schließlich an Permquarzit und im Strecsnópasse sogar unmittelbar an den Granit der Hauptaxe aufgeschoben (s. Fig. 5). Die Dislokationslinie (Strecsnólinie) an der sich diese Aufschiebung vollzieht, streicht ungefähr parallel zum Nordrande und entspricht der größten longitudinalen Dislokation des Fatrakrivángebirges; sie erstreckt sich noch mehrere Kilometer weit bis über das Turótal hinaus in das Mincsowgebirge. In der Gegend des Turótales aber kommt, wenn wir die Darstellung von D. Stur richtig deuten, die Trias zwischen dem Permquarzit und der cretacischen Randzone neuerdings wieder an die Oberfläche und drängt die Randzone weit nach Westen ab. Die cretacischen Gesteine der Randzone gehen, mehrfach von eocänen Strandconglomeraten bedeckt, bei Poruba in den Facskó-Lucskaer Kreide- und Tithonzug über, der sich bei Facskó erweitert und einerseits mit der Austönungszone des Suchygebirges und der Mala Magura, andererseits zwischen dem Nasenstein (Klak) und Znió Varalja mit der Austönungszone des Zjargebirges verschmilzt. Die altmesozoischen Gesteine aber begleiten vom Turótale an den Zentralkern, den sie an seinem Südende bogenförmig umziehen, um am Rande des Turóczer Kessels am Innenbruche zu versinken.

Über den näheren Bau dieser Zone sind wir leider schlecht unterrichtet. Die Trias scheint namentlich zwischen dem Porubski- und dem Frivaldskitale sekundäre Falten zu bilden und am Uplaz von der jurassisch-neocomen Serie überlagert zu sein. Wichtiger aber als diese untergeordneteren Erscheinungen ist die Tatsache, daß der innere Teil dieses Zuges eine hochtatrische Entwicklung aufweist. Im Kunerader Tale beobachtet man nach Verquerung der Triasdolomite und Lunzer Sandsteine einen mächtigen, gebirgswärts geneigten Zug von Permquarzit und darüber beim Hegerhause hellen, dünnschichtigen Kalkstein mit schimmernden Schieferhäutchen, genau übereinstimmend mit der „Ballensteiner Entwicklung."

Der Kalkstein fällt nach Ostnordosten gegen den Zentralkern ein und zeigt ähnliche Lagerungsverhältnisse wie in den Kleinen Karpaten.

An den Außenrand des Fatrakrivángebirges schmiegt sich ein Felsband von eocänem Sulower Conglomerat an, das sich mit den auflagernden jüngeren Alttertiärschichten gegen die nördlich vorbeiziehende Klippenzone senkt (s. Fig. 50). Das alttertiäre Senkungsfeld, das am Nordrande der Tatra ungefähr 15 *km* breit ist, verliert schon in der Arva zusehends an Breite und ist am Nordrande des Fatrakriváugebirges vollends auf einen nur 1·5 *km* breiten Strich reduziert. Bei Várna erweitert es sich neuerdings, es bildet den Silleiner Kessel und erstreckt sich im Sinne des Gesamtstreichens nach Südwesten, um in der Gegend von Domanis im Bereiche

Fig. 50. Der Chocsdolomitberg Rossudec am Nordrande des Fatrakriván-Gebirges.
(Aufgenommen von A. Bilowitzki, Teschen.)
Das Flachgebiet im Vordergrunde stellt das schmale Alttertiärband zwischen dem Nordrande des Fatrakriván-Gebirges und der Klippenzone vor.

der Austönungszone im Straszowgebirge sein Ende zu erreichen. Bei Moitin greift ein kleiner Denudationsrest von Alttertiär noch etwas tiefer in die Austönungszone ein. Hier bestätigt demnach unmittelbare Beobachtung die Annahme, daß das alttertiäre Senkungsfeld zwischen der Klippenzone und den Kerngebirgen im wesentlichen der Austönungszone der Kerngebirgsfaltungen entspricht (s. die tektonische Karte).

Das Randgebiet des Mincsow vermittelt den Übergang der versenkten zur erhaltenen Austönungszone. Das schmale tithonisch-neocome Lucska-Facskóer Gebirge stellt unter einer geringfügigen Überdeckung von eocänen Strandconglomeraten die Verbindung mit der Chocsdolomitzone von Strecsnó und Wisniowe her. Durch diesen Gebirgszug zerfällt das alttertiäre Senkungsgebiet in zwei gesonderte Kessel: das kleinere Rajecer Becken zwischen

der Triaszone des Mincsowgebirges und dem Lucska-Facskóer Gebirgszuge und das größere Becken von Domanis zwischen diesem Zuge und der Klippenzone.

Seit langer Zeit ist das Becken von Domanis berühmt durch die außerordentlich mächtige Entwicklung der mitteleocänen Sulower Strandconglomerate, die fast gänzlich aus gerundeten Kalk- und Dolomitgeschieben bestehen. Namentlich im Sulower Kessel hat die Verwitterung aus diesem regenerierten Gestein phantastische Felsformen geschaffen, die halb an die Türme der Trias- und Kreidedolomite, halb an die Säulen und Gesimse

Fig. 51. Felsbildung der mitteleocänen Sulower Conglomerate im Kessel von Sulow bei Predmér.

des Elbesandsteingebirges und der Heuscheuer erinnern und hier am Rande des Ackerlandes der Klippenzone einen fast noch überraschenderen Eindruck hervorrufen als die Klippen (s. Fig. 51). Die Lagerungsverhältnisse der beiden Eocänkessel sind sehr interessant: im Rajecer Becken liegen die Eocänschichten äußerst flach, zum Beweise, daß sie von der nacholigocänen Faltung nicht wesentlich alteriert wurden, im Kessel von Domanis dagegen herrscht etwas steilere Lagerung; dieses Senkungsfeld befindet sich ja an der Grenze der Klippenzone und wurde daher mit dieser von den nacholigocänen Faltungen in gewissem Grade betroffen. Nur dem Mittelteil des Domaniser Kessels schreibt STUR[1]) horizontale Lagerung zu.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI. S. 94.

Suchygebirge und Mala Magura.

Wenn man vom südwestlichen Rande des Minesowgebirges die Faltungszonen verquert, gelangt man am Uplaz, an der Wasserscheide zwischen dem Turóczer Kessel und dem Rajčankatale, in die cretacische Randregion. Man muß von hier über den Holespak 1193 *m*, das Spitzhörndl 1219 *m*, den Nasenstein (Klak) 1353 *m* hoch steigen, um zu den südwestlich folgenden Zentralkernen der Mala Magura und des Suchy zu gelangen, deren Höhen im ersteren Gebirge nur 1162 *m*, im letzteren nur 1026 *m* erreichen. Auch der übrige Teil der cretacischen Außenzone des Suchy und der Mala Magura, das sogenannte Strazsowgebirge überragt an einzelnen Punkten wie besonders am Strazsow (1214 *m*) die kristallinen Kerne, die von Süden her sein Widerlager bilden. Da aber diese Zentralkerne höher sind als die unmittelbar nördlich vorgelagerte Zone der triadischen Randfalten, verhalten sie sich dennoch ähnlich wie die bisher betrachteten Zentralmassen der Tatra und des Fatrakriván als das die Höhe bestimmende Element. Während aber diese letzteren dem allgemeinen Streichen nach gestreckt sind, ist der Suchykern fast ebenso lang wie breit, und auch die bogenförmige Mala Magura hat eine beträchtliche Breite. Beide Kerne bestehen aus kuppigen, von Buchenwäldern überzogenen, wenig reizvollen Bergen.

Im Bereiche der Kerngebirge Suchy und Mala Magura können wir folgende Hauptglieder des geologischen Baues unterscheiden:

1. die beiden Zentralkerne; 2. die bis zu 5 *km* breite triadische Faltenzone; 3. die cretacische Austönungszone des Strazsowgebirges am Außenrande; 4. das Dolomitgebirge Rokos und Drjenow Vrch (Bellankagebirge) im Süden des Suchygebirges; 5. den Kessel von Privigye an der oberen Neutra mit der Bellankabucht; 6. die Niederung der unteren Neutra mit den Buchten von Ksinna und Motesic.

Die kristallinen Kerne bestehen aus echtem Urgebirgsgneis mit reichlichem kleinschuppigen Biotit und zahlreichen stock- und gangförmigen Granitintrusionen. Granit erhebt sich stockförmig im mittleren und östlichen Teile der Mala Magura, von ihm strahlen zahllose, häufig pegmatitische Gänge in allen Dimensionen in die Gneismasse aus (vergl. Fig. 1, 2, 3 und 52). Im Suchygebirge bildet Gneis das Hauptgestein, Granit nimmt als größere Masse nur den Ostrand ein, außerdem durchschwärmen pegmatitische Gänge den Gneis.

An den Außenrand der Mala Magura lehnt sich nach G. Stache ein nordwestlich einfallendes Band von Permquarzit, rotem Schiefer, Triasdolomit und buntem Keuper, Rhät und Lias in subtatrischer Entwicklung an; darüber folgt eine zweite Serie nördlich geneigter Schichten, die nicht mehr mit Permquarzit, sondern mit Triasdolomit beginnt, nach oben jedoch bis in das Tithon reicht. Im Bereiche der zweiten Schuppe bringen sekundäre Faltungen zwischen Zljechó-Gapel und Csicsmán zwar noch in ein bis zwei Bändern bunten Keuper zum Aufbruch, aber nicht mehr Triasdolomit. Auf

dem nördlichsten dieser Keuperbänder ruhen liasische und jurassische Fleckenmergel und bilden die Unterlage der cretacischen Austönungszone.

Wenden wir die bisher gewonnenen Anschauungen über den Bauplan der Kerngebirge auch hier an, so erscheint die kristalline Masse der Mala Magura als Kern der Antikline A_1, die erste Zone der liasischen Fleckenmergel als Mulde S_1, die zweite Triasdolomitzone als Kern der Antikline A_2, die weiter nördlich folgenden schmalen Bänder sekundär gefalteter Rhät-, Lias- und Jurabildungen als Mulde S_2. Zwischen S_1 und A_2 verläuft offenbar eine Hauptüberschiebungsfläche, die schon von G. STACHE[1]) richtig als Längsbruch erkannt wurde.

Diese Faltungszonen erfahren nach Osten hin eine Reduktion und verschwinden mit dem Urgebirge östlich der Neutraquelle zwischen dem Sattelberg und Rabenstein im Bereiche der cretacischen Austönungszone. In westlicher Richtung wird das Triasdolomitband der Antikline A_1 nach G. STACHE bei Csavoj nach Süden abgelenkt, es ist bei der Temeska skala

O W

a *b*

Fig. 52. Entwicklung des Urgebirges im östlichen Teile des Tales von Fundstollen (Chvojnica), Mala Magura.
a Granit, *b* dünnschieferiger Gneis. Der erste Granitgang im Osten ist 1 *m* mächtig.

und bei Nevidzén in einzelne Denudationsreste aufgelöst. Vereinigt man mit diesen „Zeugen" ein Band von Fleckenmergel und Permquarzit an der Südseite der Mala Magura, so ergibt sich ein nach Westen konvexer Bogen, der den Zentralkern der Mala Magura halbkreisförmig umzieht und an das Urgebirge des Suchykernes unmittelbar anstößt.

Am Nordrande des Suchykernes liegt ebenfalls Permquarzit und darüber ein Band von Triasdolomit. Da aber dieses Band bei Zljechó-Gapel in die Triasdolomitzone A_2 der Mala Magura übergeht, erscheint das Urgebirge des Suchy gleichsam als ein riesig angeschwollener, im Streichen rasch auskeilender Kern der Antikline A_2 der Mala Magura.

Das Triasband des Suchygebirges schlägt zwischen Valaska Bella und Trebichawa eine fast südliche Richtung ein und verschwindet südlich von Trebichawa unter Eocänconglomerat. Seine Fortsetzung bildet vermutlich das Kalkgebirge am Südrande des Suchykernes, das sich längs der Bellanka 16 *km* lang nach Süden hinzieht und bei Nagy Ugrócz in der Kalkzone des Tribec aufgeht. An der Ostseite dieses Zuges, den man passend als Bellankagebirge bezeichnen könnte, kommen nach G. STACHE die älteren Schichten vom Triasdolomit angefangen in mehreren, stark ge-

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 306.

quetschten Bändern zum Vorschein; die breite Hauptmasse samt dem Westabfalle besteht aus Chocsdolomit.

Bildet das Bellankagebirge wirklich die Fortsetzung der Schuppe A_2 des Suchygebirges, so hat hier eine starke Beugung des Streichens nach Osten stattgefunden. Dem Wesen der Kerngebirge entspräche am besten die Annahme, daß am Südwestrande des Suchykernes an der Stelle seiner stärksten ursprünglichen Krümmung eine Aufpressung der jüngeren Glieder der Schichtenfolge an den Zentralkern eingetreten sei.

Im Sinne dieser Auffassung verkörpert das nach Süden streichende Bellankagebirge die Leitlinie des Suchy. An dieser Linie kommen nach Stache[1]) bei Lelóc und Racsic am Drjenow Vrch die permotriadischen Sandsteine und Schiefer mit Melaphyrdecken zum Vorschein. Welchen Verlauf die Leitlinie weiterhin nimmt, ob sie hier aus der südlichen in die südwestliche Richtung übergeht, ist zur Zeit noch nicht ermittelt.

In weiterer Konsequenz dieser Betrachtungsweise müßte der Ostrand des Bellankazuges einem Wechsel entsprechen und das Gebiet östlich davon wäre der bogenförmig die Mala Magura umziehenden Schuppe A_1 zuzuschreiben. Da aber der größte Teil derselben versunken und von Eocän bedeckt ist, so bleibt das gegenseitige Verhältnis der Schuppen A_1 und A_2 in dieser Partie an der Südwestseite der Zentralkerne der unmittelbaren Beobachtung entzogen.

Das Zjargebirge.

Ungefähr 6 *km* östlich und teilweise auch südlich vom Mala Maguragebirge erhebt sich als Wasserscheide zwischen Turócz und Neutra zwischen Deutsch- und Windisch-Proben das kleine Kerngebirge des Zjar.

Die dem Streichen nach knapp 9 *km* lange, dagegen 11 *km* breite Zentralmasse des Zjar besteht fast ausschließlich aus grobkörnigem, selbst porphyrartigem Granit; nur am äußersten Südrande verzeichnet G. Stache eine gneisartige Partie. Gerade hier erreicht das kuppige Gebirge am Hořenowo in 894 *m* seine größte Höhe.

Die Kalkzone am Nordwestrande zerfällt in zwei, fast gleich breite Partien: die nördliche bildet die neocome Austönungszone, die südliche die Zone der triadischen und jurassischen Falten; an der Grenze beider streicht ein langes, lineares Band von buntem Keuper von Deutsch-Proben (Német Prona) in nordwestlicher Richtung über den Stirneleberg und Hadwiga nach Polerjeka am Rande des Turóczer Kessels. Über diesem Keuperbande liegen nordwestlich geneigt Rhät, Lias- und Jurafleckenmergel, rötliche Aptychenkalke und Hornsteine und endlich neocome Fleckenmergel,

[1]) G. Stache bezeichnet die roten Schiefer und Sandsteine und Melaphyre von Lelóc und Racsic als permotriadisch (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 304 u. 305). F. v. Hauer betrachtet sie dagegen als Keuper (Jahrb. XIX, S. 521). Ich selbst habe diese Schichten nicht gesehen.

die als eigentliche Austönungszone unter zahlreichen sekundären Wellungen bis an den Granit des östlichen Teiles des Mala Magurakernes heranreichen und in ihrem nordöstlichen Abschnitte von Chocsdolomit überlagert sind. Die Chocsdolomitdecke breitet sich von hier bis nach Znió Varalja am Rande des Turóczer Kessels aus und verfließt über Münnichwies (Vricko) mit der cretacischen Austönungszone des Klak- und des Strazsowgebirges[1]) (s. tektonische Karte).

In der Faltungsregion sind im westlichen Teile des Gebirges mindestens 3 Falten entwickelt. Die erste Mulde von Triasdolomit[2]) (S_1) ist vom Granitkern des zweiten Aufbruches (A_2), überschoben. Auf dem Granit A_2 liegen Permquarzit, Triasdolomit, bunter Keuper, Rhät und Lias. Diese Ablagerungen bilden aber nicht eine überschobene, sondern eine mit beiden Flügeln entwickelte Mulde (vergl. Fig. 53), unter der der dritte Aufbruch von Triasdolomit A_2 als Unterlage der in die Austönungszone übergehenden Mulde S_3 hervortaucht. Weiter östlich bietet ein Profil zwischen Rudno und Windisch-Proben ein ähnliches Bild. Der Granit (Fig. 54) des Zentralkernes fällt hier bereits in die Region des Turóczer Senkungskessels. Auch hier enthält die Antikline A_3 einen Granitkern, die Synkline S_2 führt fossilreiche Crinoidenkalke des Lias, und ist breit entwickelt, aber an ihrem Nordrande ein wenig überschoben. Weiter östlich vereinfacht sich der Faltenbau und erscheint am Ostrande bei Polerjeka auf ein einziges Band von Triasdolomit und Keuper reduziert (s. Fig. 55).

Nur zwei Partien bieten hier Komplikationen. Am Visehrad, dem felsigen Wahrzeichen der Umgebung, greift eine mächtige Scholle von hellem Tithonkalke, der Mulde S_2 angehörig, weit nach Süden vor und scheint hier mit einer schmalen Fleckenmergelzone unmittelbar an den Granit des Aufbruches A_2 aufgeschoben zu sein, ähnlich wie an der Überbrückung des Fatrakrivángebirges. Eine andere Schwierigkeit bereitet der von Stache aufgefundene Granitaufbruch am Wege von Beneschhaj nach Käserhaj. Abgesehen von diesen noch zu klärenden Details zeigt der Zjar den typischen Kerngebirgsbau.

[1]) Die geologische Karte der Wiener Reichsanstalt verzeichnet in dieser Gegend bei Znió Varalja und Vricko einen breiten Zug von Triasdolomit und Liasfleckenmergel, der wohl als ein Verbindungsglied der Aufbruchsregionen des Zjar und des Mincsow gedacht ist. Da der Urheber dieses Kartenteils, F. v. Andrian ausdrücklich betont, daß er in dieser Gegend keine Beobachtungen ausgeführt habe (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI. S. 192, 193.), D. Stur dagegen im Jahre 1859 (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 88.) hier cretacische Bildungen festgestellt hat, und die Auflagerung der Dolomite nördlich von Brieszty a auf Neocom klar zu beobachten ist, so dürfte die alte Stursche Auffassung dieses Gebietes, das Stur zu seinem Gebirge „Na Klate“ zählte, den Vorzug verdienen. Wir glauben daher berechtigt zu sein, dieses Gebiet als cretacische „Austönungszone“ zu betrachten.

[2]) Ob die innerste Falte des Zjar und vielleicht auch der Mala Magura nicht doch in Ballensteiner Facies ausgebildet ist, muß erst durch neuere Untersuchungen festgestellt werden.

An den Südrand des Zjar schließt sich eine schon von PETTKÓ[1] beschriebene Wand von Triasdolomit und Keuper und eine weite Chocsdolomitdecke an. Das Zjargebirge scheint daher ähnlich wie Mala Magura und Suchy einen nach Westen konvexen bogenförmigen Aufbruch zu bilden, dessen Scheitelteil später in der Bucht von Deutsch-Proben niedergebrochen ist. Offenbar steht das Zjargebirge zu der Mala Magura in einem ähnlichen Verhältnisse wie diese zum Suchy, während aber die letzteren nur durch eine einzige, nur stückweise erhaltene Mulde gesondert sind und daher ihre Zentralkerne teilweise verfließen, schaffen zwischen Mala Magura und Zjar

Fig. 53 bis 55. Durchschnitte des Zjargebirges. Maßstab ungefähr 1 : 75.000.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Triasdolomit, 4 Bunter Keuper, 5 Rhät, 6 Grestener Schichten (Unterlias), 7 Lias- und Jurafleckenmergel, 8 Rote Knollenkalke und Hornsteinkalke des Tithon, 9 Neocomfleckenmergel, 10 Chocsdolomit, 11 Jungtertiäre Süßwasserschichten. Die Austönungszone ist in allen Durchschnitten stark verkürzt, um für die Darstellung der triadischen Faltungszonen Raum zu gewinnen.

eine Austönungszone und drei Hauptfalten älterer triadischer Gesteine die Bedingungen einer viel größeren Selbständigkeit dieser Kerngebirge.

Die Senkungsgebiete in der Umgebung des Zjar, Suchy und der Mala Magura.

Sowohl der Zjar wie das Zwillingsgebirge Mala Magura und Suchy zeigen am Außen- und Innenrande mit Alttertiär erfüllte Senkungskessel. Der Innenbruch des Zjar durchschneidet schief den Granitkern und die triadischen Falten und setzt den Mincsowbruch im Turóczer Kessel fort.

[1] J. v. PETTKÓ. Geologische Karte von Kremnitz. HAIDINGERS Naturwiss. Abh. Bd. I, 1846, S. 289.

Der Bruch am Außenrande des Zjar bildet die innere Begrenzung einer Senke, deren äußere Grenze durch den Innenrand der Mala Magura gegeben ist. Es ist das die Senkung von Deutsch-Proben, die Fortsetzung der oberen Neutrabucht. Ihr eocäner Untergrund ist nur am Südwestrande des Zjarkernes aufgeschlossen, im übrigen aber durch Diluvium und vielleicht auch jungtertiäre Süßwasserschichten verdeckt. Die Lage der Senkung von Deutsch-Proben entspricht dem Schema der Kerngebirgskessel, was aber ihre Eigenart ausmacht, ist der Umstand, daß sie einerseits nicht den ganzen Innenrand der Mala Magura abläuft, sondern den östlichen Teil der Austönungszone zwischen Zjar und Mala Magura unberührt läßt, andererseits aber sich nicht auf die Austönungszone beschränkt, sondern auch triadische Faltungen und selbst den Scheitelteil des Urgebirgskernes des Zjar vernichtet (vgl. die tektonische Karte).

Die Senkung von Deutsch-Proben und Privigye an der oberen Neutra dehnt sich weit nach Süden in das Becken von Kriegerhaj (Handlowa) aus, wo eruptive Aufschüttungen ihren Rand verdecken; ferner greift sie um den Südrand des Mala Magurakernes herum in das Gebiet der Schuppe A_1 der Magura ein und bildet hier die Bellankabucht. Die Alttertiärschichten, besonders die mächtigen Strandconglomerate des Mitteleocän fallen im allgemeinen ziemlich flach vom Gebirge ab. Nur in der kohlenreichen Bucht von Handlowa[1]) bestehen untergeordnete Störungen, für die G. Stache die Andesitdurchbrüche verantwortlich machte.

Die Senkung der unteren Neutra mit den Buchten von Motesic und Ksinna befindet sich am Außenrande der Mala Magura; sie erfaßt von Süden her die Austönungszone dieses Kerngebirges und erscheint sonach als die ideelle Fortsetzung der Bucht von Domanis, die von Norden her in die Austönungszone eindringt. In ziemlich unregelmäßiger Weise erstreckt sich das Eocän, von jungtertiären Süßwasserbildungen und Diluvium bedeckt, bei Motesic in den Chocsdolomit der Austönungszone. Der Außenrand der Bucht entspricht dem inneren Randbruch des Inoveczgebirges. Man muß eine breite Eocänbucht, beziehentlich die darunter begrabene Austönungszone passieren, um vom Mala Magurakerne zum Inovecz zu gelangen.

Das Strazsowgebirge und die Berggruppen von Dubnic und Trencsén.

In keinem Kerngebirge blieb die cretacische Austönungszone in größerem Umfange erhalten als am Außenrande des Suchy und der Mala Magura. Als ein 18 *km* breites Kalk- und Dolomitgebirge von teilweise pittoresker Gestaltung umsäumt diese Zone die triadischen Falten und geht bei Facskó in die Austönungszone des Mincsow, bei Vricko in die des Zjar über. Sie besteht aus Chocsdolomit mit den schieferigen Einlagerungen der sogenannten Šipkover Mergel Stur's, aus Mergelschiefern und Sandsteinen

[1]) J. Čermák, im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV. Verh. S. 70. Jahrb. XVI, S. 98. v. Hantken. Kohlenflötze d. Länder d. ungar. Krone. Budapest, 1878, S. 273.

mit Sphärosideriten, Neocomfleckenmergeln und in einzelnen Strichen auch aus tithonischen Kalken. Nur in Rovne bei Zlichó verzeichnete Fötterle[1]) unter dem Tithon ein schmales Band von Kossener Schichten. Über die näheren Lagerungsverhältnisse im Strazsowgebirge ist zwar leider so gut wie nichts bekannt, doch schon aus dem Umstande, daß nur die jüngsten Glieder der Schichtenfolge vertreten sind, geht deutlich genug hervor, daß hier zwar untergeordnete Störungen und sekundäre Faltungen, aber keine tiefer greifenden Falten und Hauptaufbrüche bestehen können.

Leider kommt diese Zone, ein so wichtiges Glied des geologischen Baues der Westkarpaten, in den bisherigen geologischen Karten nicht deutlich genug zum Ausdruck, da sie im Osten zwischen Vricko und Znió Varalja als triadisch und liasisch ausgeschieden, im Westen aber mit der obercretacischen transgredierenden Serie zusammengeworfen ist. Die Sphärosideritmergel des Neocom, nach Lagerung und Zusammensetzung identisch mit den Mergelschiefern und Sandsteinen der Barrêmestufe mit *Am. liptaviensis* im Chocs- und Fatrakriváugebiete, wurden von Fötterle und Paul mit den Mergeln der Exogyrensandsteine des Waagtales zu Unrecht vereinigt und so wurde der Unterschied zwischen der jüngeren transgredierenden und der älteren, mit Jura und Trias einhergehenden Kreideserie gänzlich verwischt. Die Grenze zwischen der Austönungszone und den Oberkreidebildungen der Klippenzone dürfte ziemlich im Sinne des Gesamtstreichens von Podskal im Prusinkatale und vom Berge Rohatin nach Illawa und Dubnic im Waagtal verlaufen (s. die tektonische Karte).

Bei Dubnic und östlich von Trencsén (Trentschin) erhebt sich am Westrande der Austönungszone ein neues und eigenartiges Gebirgsglied: Jura- und Liasfleckenmergel, Grestener Schichten, Rhät und bunter Keuper setzen hier zwischen der Klippenzone des Waagtales und dem Straszowgebirge ein ungefähr 20 *km* langes Band zusammen, dessen Schichten nicht im Sinne der Kerngebirge nach Nordwesten, sondern nach Südosten einfallen.[2]) Die älteren Schichten kommen allem Anscheine nach in mehreren schmalen, im einzelnen noch nicht genau festgestellten Strichen zum Aufbruch.

Da die Gesteine der Klippenzone an vielen Stellen in demselben Sinne wie die Trentschiner Gruppe nach der Konkavität des Karpatenbogens einfallen, so liegt es bei der Stellung dieser Gruppe am Rande der Klippenzone nahe, sie an diese Zone anzuschließen. Aber auch zum Inoveczgebirge könnte eine Beziehung bestehen und deshalb wollen wir zuerst dieses Gebirge kennen lernen und dann auf diese Frage zurückkommen.

---

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 224.

[2]) F. v. Hauer. Geologischer Durchschnitt von Trencsen-Teplitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIII, Verh. S. 146, 147. — F. Fötterle. Jahrb. XIV, Verh. S. 113, 224. Jahrb. XV, Verh. S. 16, 90. — K. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 335—351. — J. Knett. Verh. d. naturwiss. Ver. in Trencsen, 1902, Bd. XXIII/XXIV.

Das Inoveczgebirge.

Inselförmig abgeschlossen steigt das Inoveczgebirge am linken Ufer der Waag bis zu einer Höhe von 1042 *m* an. Es taucht bei Galgócz mit der kleinen Granitpartie des Lipinaberges auf und streicht nahezu 45 *km* lang in nordnordöstlicher Richtung. Im Süden als schmale Hügelreihe aus mittelcretacischem Dolomit aufgebaut, erlangt es durch das Hervortreten von älteren Bildungen allmählich eine größere Höhe und im mittleren Teile die Breite von 15 *km*.

Ungemein einfach ist die orographische Gestaltung des Inoveczgebirges: vom schmalen Hauptrücken zweigen ost- und westwärts zahlreiche schmale und hohe Seitenrücken ab, dazwischen sind enge Täler eingesenkt, welche die Niederschläge des mit Laubwald und Strauchwerk dicht überzogenen kuppigen Gebirges aufnehmen und in westlicher und nördlicher Richtung der Waag, in südöstlicher der Neutra zuführen.

Das Inoveczgebirge präsentiert sich als ein typisch einseitiges, unsymmetrisches Kerngebirge. Der Hauptkamm besteht größtenteils aus den präpermischen kristallinen Kerngesteinen; hieran schmiegt sich nur an der Westseite eine zusammenhängende permisch-mesozoische Kalkzone an. Im Bereiche des Zentralkernes kann man ein großes nordwestliches Gneisgebiet und ein schmäleres südöstliches Granitgebiet unterscheiden. Die vorherrschende Gneisvarietät beschreibt G. Stache[1]) als ein dickflaseriges und schieferiges Gestein, ausgezeichnet durch rötlichen Feldspat und großen Reichtum an großblätterigem, weißen Glimmer. Im Südosten des Gebirges geht der Gneis in Hornblendeschiefer über. Granit tritt im südöstlichen Teile des Zentralkernes und an seiner Ostseite in drei größeren Partien mit einer reichen Gefolgschaft von pegmatitischen Gängen auf.

Im nördlichen Gebirgsteile spielen aber auch graue und rötliche gefältelte sericitische Glanzschiefer und undeutliche Glimmerschiefer in Verbindung mit körnigen Grauwacken und Porphyroiden eine große Rolle. Man scheint diese merkwürdigen Felsarten bisher zur permotriadischen Schichtreihe gezogen zu haben; die echten „Permquarzite" sind jedoch davon scharf getrennt und die Verwandtschaft teils mit den carbonen Schichten, teils mit der „erzführenden Serie" des Zips-Gömörer Erzgebirges tritt unverkennbar hervor.[2])

Noch in einem andern Punkte bedarf die bisherige Darstellung der Geologie des Inoveczgebirges einer Korrektur: über den Permquarziten des nördlichen Gebirgsteiles liegen nicht, wie die geologischen Karten angeben, Triaskalksteine, sondern hochtatrische Liasjurakalke, die mit der „Ballensteiner Entwicklung" auf das vollkommenste

[1]) G. Stache. Geologische Aufnahme des Inoveczgebirges, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, Verh. S. 42, 68.

[2]) Schon G. Stache konnte die Vermutung nicht unterdrücken, daß die betreffenden Gesteine nicht permischen Alters sind, sondern „einer noch älteren Zeit angehören". l. c. p. 69.

übereinstimmen. Am westlichen Abhange des Gebirges nehmen diese Kalke zwischen Kalnic und Beckó crinoidenreiche Lagen auf und gehen in rot und gelblich gefärbte Kalke über. Ein Durchschnitt dieses Teiles des Gebirges (vergl. Fig. 56) zeigt, daß sich die Liasjurakalke in drei, durch Längsbrüche gesonderten Bändern nach Westen abstufen. Dazwischen kommen in breiten Zonen die Gesteine der sericitischen Serie und körnige Grauwacken, da und dort vielleicht auch stark zersetzte Gneise zum Vorschein. Das Einfallen des innersten Kalkbandes ist mittelsteil, das des äußersten dagegen so flach, daß in manchen Talrissen die präpermischen Kerngesteine unter der Kalkdecke aufgeschlossen sind.

Erst bei Beckó, am äußersten Rande des Gebirges gegen das Waagtal stößt man auf Gesteine der subtatrischen Fazies. Dunkle knollige Hornsteinkalke (Virgloriakalke), in denen Stache vor Jahren Brachiopoden des Muschelkalkes auffand, tragen hier die Ruinen der ehemaligen Burg Beckó; nördlich davon sind die Gehänge am Steilrand der Waag vom grellen Kirschrot der Keupermergel bedeckt. Über ihnen liegen Kössener Schichten. Diese subtatrischen Bildungen berühren aber nicht unmittelbar den hochtatrischen Liasjura, sondern sind durch obercretacische graue und rötliche kalkreiche Mergelschiefer und Sandsteine der „Klippenhülle" von ihnen getrennt. Die Hüllschichten legen sich mit nordwestlicher Neigung an die hochtatrischen Kalke an und berühren diskordant die Klippengesteine. Der Muschelkalk der Ruine Beckó, der bunte Keuper und das Rhät nördlich von Beckó bilden demnach, wenn sie auch als eine Randzone des Inovecz aufzufassen sind, in Wirklichkeit echte Klippen. Sie schießen nach Süden und Osten ein und sind zum Teil durch steile Nordsüdbrüche begrenzt.

Im mittleren Teile des Inoveczgebirges dringen die subtatrischen Felsarten zwischen Horka und dem Hradektal anscheinend an einer Querlinie tief in das Gebirge ein; an der Tlsta hora lenken sie ziemlich unvermittelt in das Längsstreichen ein, um bei Moraván neuerdings den Westrand zu erreichen. Dadurch entsteht hier ein bogenförmiges Kalkgebirge, das Tematingebirge Sturs,[1] in dem nach Stur und Stache vom Kern nach außen immer jüngere Bildungen bis zum Chocsdolomit auftreten, die somit im wesentlichen eine einfache Schuppe bilden. Von Moraván streicht dieses subtatrische Band über Banka, Jalsó und Kaplát als Außenzone bis nach Galgócz. Bis Szorbic ist es zunächst noch an Granit geschmiegt und zeigt am Außenrand eine Liaszone mit *Am. Nodotianus*, von da ab besteht es nur noch aus Chocsdolomit, der von Löß und den Ablagerungen der Congerienstufe umgeben, als spornförmiger Ausläufer das Gebirge bis Galgócz markiert.

Die hochtatrischen Liasjurakalke des nördlichen Gebirgsabschnittes verschwinden südlich von Kalnic, treten aber nach längerer Unterbrechung im Süden neuerdings auf, auch hier wieder im inneren Teile des Gebirges.

[1] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 80.

Am Marhat und in den Krahulcibergen breiten sie sich als weit gedehnte Scholle auf dem Granitrücken aus, da und dort mit einer Unterlage von Permquarzit. Ihre völlige Übereinstimmung mit den jetzt als hochtatrisch erkannten Kalken von Nußdorf in den Kleinen Karpaten wurde schon von Stur hervorgehoben. In der unmittelbar auf dem Gneis des Zentralkernes aufruhenden Kalkpartie von Podhragy am Ostabhange des Gebirges entdeckte Stur[1]) Ammoniten des Unterlias und des Oberjura.

Zwischen Hradek und Podhragy scheint eine Querdislokation (die Hradek-Podhragyer Linie) den Körper des Inovecz in ostsüdöstlicher Richtung zu durchsetzen, deren wahre Natur nur durch neue Untersuchungen im Gebirge wird festgestellt werden können.

Überblicken wir nun unsere spärlichen Kenntnisse über die permisch-mesozoischen Bildungen des Inovecz! Hochtatrische Gesteine der Ballensteiner Entwicklung nehmen den inneren Teil des Gebirges ein, liegen unmittelbar auf Permquarzit oder auch auf den kristallinen Kerngesteinen und breiten sich teils decken- teils bandförmig über dem Zentralkern aus. Die subtatrischen Felsarten setzen ein schmales Band am Außensaume zusammen, das bei Hradek sigmoidal in das Innere des Gebirges vordringt; es scheint im wesentlichen nur eine Schuppe zu bilden und daher weit einfacher gebaut zu sein als die subtatrischen Randzonen der bisher beschriebenen Kerngebirge.

Den Außenrand des Inovecz begleitet die Waag. Man könnte sich daher verleitet fühlen, die Ursache der dürftigen Entwicklung der subtatrischen Randzone der Denudation dieses Flusses zuzuschreiben, wenn nicht Anlandungen von Nummulitenkalk und Conglomerat am Gebirgsrande zwischen Hradek und Luka bewiesen, daß die gehobene subtatrische Randzone schon zur Eocänzeit so

Fig. 56. Durchschnitt des nördlichen Teiles des Inoveczgebirges. Maßstab 1 : 75.000.
1 Gneis, 2 Sericitschiefer, körnige Grauwacken und Porphyroide, 3 Permquarzit, 4 Werfener Schiefer, 5 Hochtatrischer Liasjurakalk (Ballensteiner Entwicklung), 6 Schwarze Knollenkalke mit Hornsteinbändern, Muschelkalk, 7 Obercretacische Hüllschichten (Puchower Sch.), 8 Waag-Alluvium.

[1]) l. c. p. 80.

schmal war wie jetzt. Diese geringfügigen Eocänschollen lassen ferner erkennen, daß die Waagniederung zwischen dem mittleren Inovecz und den Kleinen Karpaten einer eocänen Senkungsregion entspricht und sie zeigen endlich, daß das Meer der Oberkreide nur den nördlichsten Teil des Inovecz bei Beckó und nicht auch die Mittelregion bespülte.

Der Innenrand des Inovecz folgt im allgemeinen dem Hauptstreichen; obwohl zumeist plistocäne Bildungen an ihn heranreichen, kann man doch aus gewissen älteren Schollen seine Bruchnatur erschließen. Bei Dubovdjil liegt Chocsdolomit unmittelbar am Innenrande des Zentralkernes und zeigt an, daß die Austönungszone des Suchy und der Mala Magura unter der Tertiärdecke der unteren Neutrabucht längs des Innenrandes des Inovecz fortgesetzt zu denken ist. Diese Austönungszone war von Eocän überspannt und ist tief gesunken; Schollen von Alttertiär sind als Zeugen einer unter Plisto- und Pliocän allgemein verbreiteten und bis an den Gebirgsrand reichenden Decke namentlich zwischen Zawada und Ölvéd nachgewiesen.

Der nordöstliche Rand des Zentralkernes zwischen Ölvéd (Jastrabje) und Barat Lehota erweist sich als Fortsetzung des Innenbruches, denn auch hier tritt wie an der Ostseite die Austönungszone des Suchy und der Mala Magura an den Zentralkern unmittelbar heran. Nebstdem kommt hier aber auch das triadisch-jurassische Trentschiner Gebirge mit dem Zentralkern in Berührung. Die Kontaktfläche dieser Gebirgsglieder bedingt die niedrige Wasserscheide zwischen Waag und Neutra, die teilweise überdies noch von jungtertiären kiesreichen Tonen eingenommen ist.[1]) Südlich der Wasserscheide herrschen die (carbonischen?) Sericitschiefer des Zentralkernes mit nordwestlicher Neigung der Schichten; von Nordosten streichen die mesozoischen Bildungen herzu, so zwar, daß die geologisch älteste Schichtengruppe, der bunte Keuper, im Westen liegt und nach Osten hin immer jüngere Schichtengruppen, Kössener Schichten mit *Terebratula gregaria*, Fleckenmergel und Kreidekalke und Dolomite, folgen. Keuper und Rhät reichen bis an die Bahnlinie Trencsén—Baan und bis an die Sericitschiefer heran. Man würde hier eine mehr oder minder steile Dislokationsfläche voraussetzen, zeigte nicht ein Aufschluß an der Bahnlinie die stark zertrümmerten und von zahllosen Spatadern durchsetzten Kalke nach oben flach abgeschnitten und von den kristallinen Schiefern des Zentralkernes bedeckt (vergl. Fig. 57). Die unmittelbare Beobachtung lehrt also, daß an der Ölvéder Linie eine leichte Überschiebung der kristallinen Schiefer des Zentralkernes über die mesozoischen Gesteine der Trentschiner Gruppe und der Austönungszone des Suchygebirges eingetreten ist.

Schnitte die Fortsetzung der Ölvéder Linie zwischen der Austönungszone und den älteren Bildungen der Trentschiner Gruppe hindurch und fielen diese von der Bruchlinie nach Westen ab, so erschiene die gesamte Trentschiner Gebirgszone ungezwungen als nördliche Fortsetzung der Leit-

[1]) J. Knett, Schwefelkieslager von Jastrabje, Zeitschr. f. prakt. Geolog. XI, 1903, S. 106.

linie am Außenrande des Inovecz. Eine derartige Lage des Bruches ist aber, soweit man jetzt urteilen kann, wenig wahrscheinlich. Der Bruch dürfte sich vielmehr entweder an der Westseite der Trentschiner Gebirgszone hinziehen oder er dürfte sie, was vielleicht noch wahrscheinlicher ist, in zwei Streifen, einen südöstlichen und einen nordwestlichen, zerlegen. Der erstere wäre in diesem Falle als Fortsetzung der Scholle am Ostrande des Inovecz anzusehen und es müßte angenommen werden, daß dieselbe Scholle, die östlich vom Zentralkerne im tieferen Niveau verblieb, in ihrer nördlichen Fortsetzung eine leichte Aufrichtung erfahren habe. Der nordwestliche Streifen der Trentschiner Zone aber entspräche der triadischen Zone am Außenrande des Inovecz, die an der Homolka nördlich von Beckó verschwindet.

Durch unmittelbare Beobachtung ist der vermutete Zusammenhang nur für die südöstliche Scholle feststellbar, nicht auch für die nordwestliche. Denn da, wo sich der Übergang der nordwestlichen Scholle in die Außenzone des Inovecz vollziehen müßte, senkt sich die kleine, schlecht aufgeschlossene **Niederung von Turna** ein. An ihrem Rande beweisen die Eocänbildungen von Szoblahó, daß ihr Untergrund zunächst aus Alttertiär bestehen muß. Von den übrigen Senkungen in ähnlicher geologischer Stellung zwischen Klippen- und Kerngebirgszone unterscheidet sich die Niederung von Turna dadurch, daß sie nicht nur die subtatrische Randzone, sondern auch einen schmalen Randteil des Zentralkernes betraf, der hier an einer Ostwestlinie verschwindet. Denken wir uns die versunkene Partie ergänzt, so gelangen wir zu einer Ablenkung des Nordendes des Inoveczkernes nach Nordosten.

b

a

Eisenbahn Trencsén-Baan.

Fig. 57. Überschiebung des Zentralkernes des Inovecz über Neocomkalk an der Ölvéder Linie bei Bárat Lehota (Bahnlinie Trencsén—Baan).

a Kreidekalk, stark zertrummert, *b* Sericitschiefer, am Kontakt mit dem Kalk limonitische Ausscheidungen, die sich in die Spalten des Kalksteins hineinziehen.

Diese Deutung bringt die Leitlinie des Inovecz in Einklang mit der der Klippenzone und ergibt die merkwürdige Erscheinung, daß die nach Nordnordosten gerichtete Aufwölbungstendenz des Inoveczkernes an dessen Nordende gewissermaßen gebeugt wurde durch die nach Nordosten streichende Faltung der Klippenzone.

Gegenüber der Niederung von Turna erheben sich in der Klippenzone bei Drietoma zahlreiche größere Klippen von buntem Keuper, Rhät und Lias als eine 12 *km* lange, dem Streichen streng parallele Zone.

Vielleicht steht der Aufbruch dieser Schichten mit der Nähe des Inovecz-gebirges in einer gewissen Beziehung. Da aber neocome und jurassische Klippen den Triaszug von Drietoma vom Inovecz trennen, so könnte diese Beziehung nur eine mittelbare sein. Das Sinken der alten Gesteine in der Niederung von Turna könnte vielleicht den Triasaufbruch in der benachbarten Klippenzone begünstigt haben.

Die Kleinen Karpaten.

Die Hügelgruppe der Hundsheimer Berge bei Hainburg in Niederösterreich markiert den Beginn der Kleinen Karpaten. Sie ist durch den Donaudurchbruch zwischen Theben und Preßburg vom Hauptzuge des Gebirges getrennt, das sich von hier bis an die miocäne Niederung zwischen Schandorf und Nádas als eine bis zu 14 *km* breite und 64 *km* lange Hügelkette in nordöstlicher Richtung hinzieht. Am Hundsheimer Kogel verzeichnet man die Höhenkote von 476 *m*, jenseits der Donau steigt das Gebirge als Wasserscheide zwischen Waag und March allmählich höher an und kulminiert an der Visoka in 754 *m*, am Rachsturn in 748 *m*, am Čertův kopec in 747 *m*.

Es hat im kristallinen Anteile mit seinen gerundeten Kuppen und zahlreichen gewundenen Einschnitten einen wenig ausgesprochenen orographischen Charakter; in der Hauptkalkzone bedingen das deutlich hervortretende Längsstreichen und die mehr felsigen Formen ein schärferes und spezifischeres Gepräge. Für das etwas eintönige Landschaftsbild entschädigt der dichte Laubwald, der die kompakten menschlichen Ansiedlungen hier wie in den meisten karpatischen Kerngebirgen an den Rand des Gebirges verweist. Dem Geologen aber benimmt die Üppigkeit der Vegetation einen großen Teil der Aufschlüsse und es mag dieser Umstand in Verbindung mit der Versteinerungsarmut dieses Gebietes es mitverursacht haben, daß die Kleinen Karpaten trotz ihrer Beziehungen zu den Ostalpen und der Lage am Rande des Wiener Beckens bisher nicht die genügende Würdigung gefunden haben.[1])

Der Zentralkern besteht überwiegend aus Granit. Eine größere Granitpartie ist im Süden als Preßburg-Georgener, im Norden eine kleinere als

[1]) Aus der Literatur über die Kleinen Karpaten heben wir hervor: Boué-Lill, Journal d'un voyage dans les Carpathes. — P. Partsch. Geognostische Karte des Wiener Beckens. Wien, 1844. — A. Kornhuber in Verh. d. Preßburger Ver. f. Naturkunde, IV. 1859, S. 74, I, 1856, S. 40, 25, S. 1. II, S. 7, 61. Festschrift Preßburg und Umgebung. XI. Vers. ungar. Naturf. — F. Fötterle. Jahrb. d. geolog Reichsanstalt IV, S. 850. V. S. 204. XIII. S. 50, XIV, S. 42, XVI, Verh. 139. — Stur. Jahrb. XI, S. 37—57. — F. v. Hauer. Jahrb. XII, Verh. S. 46. Verh. 1867, S. 63. — J. v. Pettkó. Geologische Aufnahme des westlichen Teiles von Ungarn, Arb. d. geolog Ges. f. Ungarn, Pest. 1856, S. 53. — Andrian u. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 325—366. Sitzungsber. S. 12, 47, 90. Jahrb. XIII, S. 52, 59. 134. — F. Schaffer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 649 — Stein. Melaphyre. Tschermaks Mitt. III. 411. — H. Vetters Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 387. H. Beck. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1903, S. 51. — J. Cžjžek. Umgebung von Hainburg, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt III, 4. Heft, S. 35.

Modereiner Masse bekannt. An ihren Rändern nehmen die Granitmassen hie und da Schieferstruktur an und sind z. B. bei Wolfstal und Preßburg von pegmatitischen Gängen durchsetzt. In Preßburg hat A. KORNHUBER Diorit nachgewiesen, den F. v. ANDRIAN als mit dem Granit gleichzeitige Massenausscheidung angesprochen hat. Stark viriditisch zersetzte Partien wurden früher als „Protogyn" ausgeschieden. Wenn wir schließlich die außerordentliche Klüftung des Granits und das Vorhandensein ziemlich deutlicher mikroskopischer Kataklaserscheinungen sowie endlich das Auftreten von goldführenden Quarzgängen bei Limbach erwähnen, so haben wir das wichtigste mitgeteilt, was wir über die Granitmassen der Kleinen Karpaten wissen.

Den zweiten Hauptbestandteil des Zentralkernes bilden Schiefergesteine von verhältnismäßig geringer Kristallinität, Phyllite, Sericitschiefer, Hornblendeschiefer, kiesreiche grüne Schiefer, ferner körnige Grauwacken (Carbon?) und endlich nach H. BECK auch deutliche Porphyroide. Die Schiefergesteine umziehen die Nordwestseite der Granitkerne in einem schmalen Bande, sie streichen als eine die beiden Hauptgranitmassen sondernde Zone durch das Tal von Zeil und umgeben in verwickelter Verteilung besonders die Modereiner Granitmasse. Weder die Tektonik noch auch die Gliederung dieser Schiefergesteine sind bisher genügend aufgeklärt. Im Zeiler Tale bei Bösing und bei Pernek setzen in „feldspatreichen Tonschiefern" mehrere parallele „Lager" von Antimonerzen und Schwefelkiesen begleitet von Graphitschiefern mit östlichem Verflächen auf. Im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Porphyroiden gewinnen diese Erzvorkommnisse ein erhöhtes Interesse und fordern den Vergleich mit der „erzführenden Serie" des Zips-Gömörer Erzgebirges heraus.

Von diesen älteren Bildungen scharf geschieden eröffnen mächtige Quarzite mit allen charakteristischen Eigentümlichkeiten des wohlbekannten Permquarzits die jüngere Sedimentärreihe. Darüber liegt im zentralen Teile des Gebirges die Ballensteiner Fazies des hochtatrischen Liasjurakalkes. Man weiß, zu wie vielfachen Mißverständnissen diese Kalke mit ihren sericitisch schimmernden Schiefermitteln, mit ihren bald in Dachschiefer übergehenden, bald massigen und selbst dolomitischen Varietäten, mit ihren crinoidenreichen Lagen Anlaß gegeben haben. In Wirklichkeit bilden diese Kalke und Kalkschiefer wie wir schon im 3. Abschnitte bemerkten, eine eng zusammengehörige Gruppe von vorwiegend liasischem Alter. Ob auch höhere jurassische oder gar, wie D. STUR vermutet hat, selbst neocome Horizonte hier mit vertreten sind, ist zur Zeit noch unentschieden. Sicher aber fehlt hier die Triasformation; auch nicht vom tiefsten Horizonte, den Werfener Schiefern sind hier Spuren vorhanden.

Wie in anderen Kerngebirgen nehmen die hochtatrischen Kalke auch in den Kleinen Karpaten die Kernregion ein. Sie umgeben in den Hundsheimer Bergen von Süden und Westen her den Zentralkern, verqueren die Donau und streichen von Theben über Mariental und Ballenstein nach Pernek und Konyha an der Westnordwestseite des Zentralkernes hin. Bei

Konyha lenken sie nach Osten ein, um bei Felsö Dios am Ostrande des Gebirges in scharfem Winkel nach Süden zu ziehen und bei Pila und am Zeiler Kogel, stets vom unterlagernden Permquarzit begleitet, tief in das Gebiet des Zentralkernes einzudringen. Man könnte füglich von einer völligen Umrahmung des Zentralkernes durch hochtatrische Kalke sprechen, wäre nicht an der südöstlichen Abdachung zwischen dem Zeiler Tale und der Donau eine Lücke vorhanden.

Die Lagerungsverhältnisse sind in den einzelnen Partien der hochtatrischen Zone recht verschiedenartig und nicht immer einfach. Am Westrande fallen die Schichten nicht, wie man meinen könnte, regelmäßig nach außen ab, sondern neigen sich an mehreren Stellen, wie beim Ballensteiner Kupferhammer und beim Marientaler Schieferbruche, sehr ausgesprochen gegen den Kern, an dessen kristallinen Gesteinen sie mit einem scharfen Längsbruche abschneiden. Am Thebener Schloßberg bestehen, wie das bei-

Ruine Theben

W O

5 4 3 5 4 3 2 1

Fig. 58. Durchschnitt der hochtatrischen Randzone der Kleinen Karpaten in Theben an der Donau.

1 Granit, 2 Unaufgeschlossene Partie, stark verkürzt, 3 Biotitphyllit, gefältelt, bei der Maria Theresia-Gedenktafel mit Porphyroiden. Östlich der Porphyroid-Einlagerung fallen die Phyllite nach Westen ein, was bei der Zeichnung übersehen wurde, 4 Permquarzit, 5 Hochtatrischer Liaskalk (Ballensteiner Fazies), teilweise undeutlich geschichtet und stark zerklüftet.

stehende Profil Fig. 58 zeigt, zwei Brüche mit leichter Überschiebung des Kalksteines seitens der Schiefergesteine des Kernes. Das Auftreten der Kalke in mehreren Schollen und Bändern zeigt wenig Anzeichen von Faltung. Netzförmig durchschneiden die Brüche die hochtatrische Randzone und lassen nach H. Beck da und dort die Quarzite der Unterlage hervortreten. An der Nordseite dagegen fallen die Kalke vom Kerne regelmäßig nach Norden ab, an der Ostseite schießen sie gegen den Kern nach Westen oder Nordwesten ein. Der Zentralkern könnte daher in seinem südlicheren Teile als eine flache breite Aufwölbung charakterisiert werden, deren Abfall nach dem Wiener Becken zu mannigfach gebrochen ist. Vielleicht war er ursprünglich regelmäßiger angelegt und ist erst durch den Einbruch des Wiener Beckens umgestaltet worden. Im nördlichen Teile dagegen erscheint der Zentralkern als schiefe Aufwölbung, welche die innere hochtatrische Kalkzone leicht überschiebt. Diese letztere läßt unter sich noch ein ziemlich breites Band von Kerngesteinen hervortreten, so daß also hier zwei schiefe Falten (A_1 und A_2) entwickelt sind, von denen jedoch nicht die innerste,

sondern ausnahmsweise die zweite der mächtigsten Aufwölbung des Zentralkernes entspricht.

Am ganzen Westrande der Kleinen Karpaten ist von den Hainburger Bergen bis nach Konyha längs einer 30 *km* betragenden Strecke die subtatrische Zone niedergebrochen, so daß hier ausschließlich hochtatrische Kalke den Zentralkern umgeben und den Rand des Wiener Beckens bilden. Erst am Nordrande tauchen bei Konyha (Kuchel) die subtatrischen Bildungen hervor, vor allem die bläulichgrauen bankigen Triaskalke der kegelförmigen Visoka. Die Kalke der Visoka fallen nach Nordwesten ein, bilden aber nicht eine einseitige Schuppe, sondern nach H. Vetters einen voll entwickelten schiefen Sattel (A_3, vergl. Fig. 59). Die Triaskalke müssen sich unterhalb der liasischen Synkline S_2 auskeilen, die somit sowohl der hoch- wie der subtatrischen Region angehört und diese Zwischenstellung auch durch fazielle Übergänge in den subtatrischen Fleckenmergel deutlich dokumentiert

Fig. 59 und 60. Durchschnitte der Kalkzone der Kleinen Karpaten.
Nach H. Vetters.
1 Granit, 2 Permquarzit, 2a, 2b permotriadische Schichten, 2a rötlicher Quarzsandstein, 2b rote Schiefer, Sandsteine und Werfener Schiefer, μ Melaphyr, 3 Triaskalk (Kalk der Visoka, des Wetterling und Rachsturn etc.), hauptsächlich Muschelkalk, 3a Zellenkalk, 4 bunter Keuper, 5 Rhät, 6 hochtatrischer Lias, 6a subtatrischer Lias (roter Knollenkalk, Crinoidenkalk, Fleckenmergel), 7 Mitteleocänes Conglomerat mit Nummuliten und Alveolinen, 8 in Fig. 60: oberoucäner und oligocäner Flysch, in Fig. 59: miocänes Strandconglomerat, 9 miocäne Strandconglomerate am Rande des Wiener Beckens. In Fig. 60 ist die Ausscheidung von Nummulitenconglomerat am Ostrande des Peterscheib aus Versehen unterblieben.

Der Bauplan der Visoka ist übrigens nur an einer kurzen Strecke entwickelt: nach untergeordneten Komplikationen bei Oberheg tritt bei der Bila skala der normale Typus der Überschiebung in sein Recht und herrscht, vielleicht mit Ausnahme einer kurzen Unterbrechung, bis an den Ostrand des Gebirges. An der Hauptüberschiebungsfläche rücken die subtatrischen Triaskalke (A_3) über die hochtatrische Synkline S_2 (s. Fig. 60), ja an der Bila skala selbst über diese hinweg an den Granit. Östlich der Bila skala krümmt sich die subtatrische Antikline A_3 sigmoidal nach Norden

und mit ihr und der wieder zum Vorschein kommenden hochtatrischen Synkline S_2 eine kleine, eingeschnürte Granitpartie des Zentralkernes. Ohne auf die übrigen sekundären Erscheinungen der Antikline A_3 einzugehen, erwähnen wir, daß über dem bunten Keuper und den Kössener Schichten eine schmale Zone von subtatrischem Lias, Fleckenmergeln, grauen und rötlichen sandigen Crinoidenkalken (Grestener Kalken) mit Belemniten und Brachiopoden als Synkline S_3 aufruht und sich vom Westrande ununterbrochen bis zum Ostrande bei Szomolyán (Smolenitz) erstreckt.

Auf die Mulde S_3 ist an einer fast schnurgerade durch den Faltenbau setzenden Linie eine vierte Schuppe (A_4) aufgeschoben. Sie beginnt mit den wohlbekannten permotriadischen Quarziten, roten Sandsteinen und Schiefern mit Melaphyrdecken. H. Vetters hat die Zugehörigkeit mindestens der Hangendschichten dieser Bildung zum Werfener Schiefer neuestens durch Funde von *Myophoria costata* sichergestellt. Über dieser so bezeichnenden Schichtengruppe liegt an der Vajarska, am Rachsturn, Burian und Wetterling ein mächtiges und breites Band von bald hellen, feinkörnigen und gelblich oder rötlich verwitternden, bald bläulichgrauen und braunen Kalken und von grauen Dolomiten, die trotz dieser ziemlich wechselvollen Beschaffenheit ersichtlich eine einheitliche, eng zusammengehörige Ablagerung bilden. An vielen Stellen enthalten sowohl Kalke wie Dolomite Dactyloporiden in großen Mengen. Da W. Gümbel im „Wetterlingkalk" die so bezeichnende Triasform *Gyroporella aequalis* erkannte und diese Kalke in vollkommen regelmäßiger Weise auf der Untertrias aufruhen, so muß man sie wohl als mittel- und in den höheren Lagen als obertriadisch bestimmen.

Die Schuppe A_4 entfaltet sich in für karpatische Verhältnisse ungewöhnlicher Breite. Sie umfaßt nebst dem genannten Bergzuge auch die Gruppe der Bila hora im Norden des Wetterling, das eigentliche „weiße Gebirge", ferner den Dolomitzug des Peterscheib und durch miocäne Strandgebilde gesondert, das mächtige Kalk- und Dolomitgebirge von Brezowa. Hieran schließt sich mit etwas nach Norden abgelenktem Streichen Sturs Bergzug Nedze hore (Nedzogebirge der Spezialkarte) bei Csejthe an, der wiederum in eine Reihe kleinerer, von Stur als „Dachsteinkalk" angesprochener Klippen bei Bohuslawitz an der Waag ausläuft. Alle diese Vorkommnisse vermitteln das Bild eines zwar durch jüngere Auf- und Umlagerungen teilweise unterbrochenen, aber im wesentlichen einheitlichen großen Triaszuges, der sich aus den Kleinen Karpaten in nordöstlicher Richtung bis an den Rand des Inoveczgebirges hinzieht und eine vortreffliche Leitlinie abgibt. Die breite und mächtige Entfaltung dieser Triasschuppe rückt gewisse Erscheinungen des Überganges der Alpen in die Karpaten unserem Verständnis beträchtlich näher: ersichtlich ist diese Triasscholle nichts anderes als die Fortsetzung der breiten subalpinen Triaszone Niederösterreichs. Ihr Verlauf zeigt uns, in welcher Weise die subalpine Trias in den Kleinen Karpaten sich allmählich verschmälert und endlich auskeilt.

Diese Auffassung würde wesentlich gestützt, wenn es gelänge, in dem Kalk- und Dolomitgebirge der Schuppe A_4 Hauptdolomit und, wie D. Stur[1]) wollte, vielleicht auch Dachsteinkalk nachzuweisen. Bei der außergewöhnlichen Mannigfaltigkeit und Mächtigkeit dieses Kalkgebirges scheint die Aussicht hiefür nicht ungünstig zu sein. Dies sowie etwaige Spuren des niederösterreichischen Schuppenbaues festzustellen, wird eine dankbare und interessante Aufgabe künftiger Forschungen bilden.

Mit dem Auskeilen der Schuppe A_4 nach Nordosten stehen augenscheinlich zwei Umstände in engster Verbindung: einerseits das Emportauchen des Inoveczkernes, anderseits die schrittweise zunehmende Annäherung der Klippenzone an den Nordwestrand des Inovecz. Die Schuppe A_4 wird an ihrem Nordostrande bei Bohuslawitz von innen durch das Inoveczgebirge, von außen durch die andrängende Klippenzone gleichsam überwältigt und eingezwängt. Drei Hauptlinien, die Linie der Klippenzone, die der Schuppe A_4 der Kleinen Karpaten und die Linie des Inovecz treten hier zu einer prägnanten Scharung zusammen (s. die tektonische Karte).

Infolge der vermehrten Aufwölbung an der Scharung fehlt der Raum zur Entwicklung einer Austönungszone am Nordwestrande des Inovecz und daher ist der Chocsdolomit auf den frei aus der Ebene aufragenden Rand des mittleren und südlichen Inovecz beschränkt. Auf Grund der Erfahrungen in anderen Kerngebirgen kann man vermuten, daß die große Niederung zwischen dem Südwestrande des Inovecz und dem Ostrande der Kleinen Karpaten vor Eintritt der nachmaligen Senkungen eine Austönungsregion bildete. Reste dieser Region sind jedoch am Rande des Zentralkernes nirgends erhalten; überall verdecken jüngere Tertiärbildungen, über die wir namentlich A. Kornhuber nähere Kenntnis verdanken, und Diluvien den Kontakt. Vielleicht wird sich dagegen die schmale Dolomitzone südlich vom Gebirge von Brezowa als Rest der cretacischen Austönungszone erweisen. Die Scharung der Schuppe A_4 mit dem Inovecz zeigt, daß sich dieses Kerngebirge zu den Kleinen Karpaten in gewisser Hinsicht ähnlich verhält wie das Mala Magura- zum Suchygebirge. Nur ist die Mulde zwischen den ersteren Kerngebirgen weit größer.

An das Gebirge von Brezowa knüpft sich eine der interessantesten Entdeckungen Sturs: Er konnte feststellen, daß rote Conglomerate und Kalke mit Actäonellen dieses Gebirge im Norden umsäumen. Stur bezeichnete diese obercretacische Ablagerung als „Gosauschichten“, sie wird aber wohl nicht nur zu den ostalpinen Gosauschichten, sondern auch zur Oberkreide des Waagtales gewisse Beziehungen haben. Während sonst die Oberkreide in den West- und Zentralkarpaten von Norden her nur bis in die Klippenzone reicht und die Region der Kerngebirge, die Tatra ausgenommen, nicht mehr überspannt, sehen wir sie hier bis an den Rand der Schuppe A_4 vordringen und erkennen auch hierin eine Annäherung an die

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 54.

Verhältnisse der Ostalpen mit ihrer tief in das Gefüge der Kalkzone eingreifenden Gosautransgression. Das Eocän verhält sich dagegen ganz nach westkarpatischem Typus: es transgrediert weiter als die Oberkreide, indem es nicht nur die Teilstücke der Schuppe A_4 bei Brezowa und Csejthe von innen umgibt, sondern auch bei Bixard und Szeleskut in einer schmalen, dem Streichen parallelen Senkungsregion in das Kalkgebirge selbst bis an die Melaphyrzone eindringt. Angesichts der Ostalpen zeugen diese Nummuliten- und Alveolinenconglomerate für die in den Alpen oft verkannte Tatsache, daß die Erhebung und Faltung der mesozoischen Gebirge schon vor dem Mitteleocän dem Wesen nach vollzogen war. Andererseits sind auch die Eocängesteine hier gestört, und zwar merklich stärker als sonst in den inneren Karpaten. Die nacheocänen Bewegungen haben also hier nahe den Alpen stärkere Spuren hinterlassen als in den ferneren Teilen der inneren Karpaten und wir haben vielleicht auch hierin eine Übergangserscheinung zu erblicken.

Für die Beurteilung dieser nacheocänen Faltungen wäre namentlich das Senkungsgebiet zwischen der Schuppe A_4 und der Klippenzone von großer Bedeutung. Leider ist die Erforschung dieses wenig bekannten Gebietes durch die Auflagerung von miocänen Marinschichten erschwert, die sich aus dem Wiener Becken über dieses Senkungsgebiet hinweg weithin in die Klippenzone des Waagtales bis nach Waag-Bistritz erstrecken.

VII. Abschnitt.

Die innere Reihe der Kerngebirge.

Das Tribeczgebirge. — Die Schemnitzer Insel. — Das Gebirge am Ostrande des Turóczer Kessels. — Die Niedere Tatra. — Braniszko und Csernahorazug.

Das Tribeczgebirge.

Vom Neutraer Millenniumsobelisken schweift der Blick über einen schmalen Zug gerundeter Bergkuppen, die durch tiefe Einschnitte voneinander getrennt und von der flachen Dachform des 829 *m* hohen Tribecz überragt sind. In weiter Ferne begrenzen die welligen Linien der Kleinen Karpaten, des Inovecz, der Trentschiner Gruppe und des Schemnitzer Vulkangebirges den Horizont, unmittelbar am Gebirgsrande aber breiten sich weite Ebenen, im Westen die Niederung der Neutra, im Osten die der Zitva, im Süden die große ungarische Ebene aus. Nur im Norden und Nordosten hängt der von Laubholz und Gestrüpp überzogene, nach Nordosten sich streckende Tribecz durch das Bellankagebirge und den vulkanischen Ptacsnik mit dem Gebirgsganzen zusammen.

Diese Isolierung und das Vorhandensein eines eugranitischen Kernes stempeln den Tribeczzug zu einem echten Kerngebirge. Als solches ist es schon von D. STUR[1]) und F. v. HAUER[2]) charakterisiert worden, doch mit dem Beifügen, daß die symmetrische Anlagerung der Kalkzone gerade diesem Gebirge eine Ausnahmestellung verleihe. Auch mußte es auffallen, daß hier Jurabildungen und nicht die Trias unmittelbar auf dem Permquarzit liegen. Beides erscheint heute weit weniger befremdlich: die fraglichen Jurabildungen können wir heute als hochtatrische Zone ansprechen und was den Mangel der Assymmetrie betrifft, so werden wir sehen, daß diese Eigentümlichkeit in gewissem Grade auch anderen Kerngebirgen der inneren Reihe zukommt und wohl auf eine Annäherung an die Verhältnisse des „inneren Gürtels“ zurückzuführen ist.

Die hochtatrischen Kalke des Tribecz, die schon F. v. HAUER zum Lias stellte, zeigen teils die Ballensteiner Entwicklung, teils erinnern sie an die hochtatrische Fazies der Tatra. Besonders an der Basis herrschen sandige, gelblich und rötlich gefärbte Crinoidenkalke (Grestener Schichten?), aber auch in höheren Horizonten kommen gelegentlich rötliche und gelbe Kalke vor. Die hochtatrische Region des Tribecz ist von subtatrischen Bildungen umrandet: die kleinen Kalkberge in und bei Neutra mit ihrem bunten Keuper und Triasdolomit, die Triasdolomite, Keuper und Fleckenmergel des Razdil, vielleicht auch die dolomitische Randpartie bei Zalakuz repräsentieren in typischer Ausbildung die subtatrische Fazies.

Das Tribeczgebirge zerfällt durch quer streichende mesozoische Bildungen in drei Teile: in den kleinen südlichen Abschnitt des Zoborgebirges in und bei Neutra, den großen mittleren Teil des eigentlichen Tribecz und den nordöstlichen Abschnitt des Razdil.

Im Zobor und Tribecz ist ein granitischer oder vielmehr nach F. SCHAFARZIK[3]) quarzdioritischer Kern von einer schmalen Randzone von grauen gefältelten, glänzenden Sericitschiefern umzogen; der Kern des Razdil (= Rozdjil) aber besteht nur aus Glanzschiefern in Verbindung mit mächtigen körnigen Grauwacken, Porphyroiden und Grünsteinen. Die körnigen Grauwacken des Razdil zeigen die vollkommenste Übereinstimmung mit den entsprechenden Gesteinen des Inovecz und der Kleinen Karpaten.

Der geologische Bau erscheint am einfachsten im eigentlichen Tribeczgebirge. Hier lehnen sich an den Südost- und Nordwestrand des Zentralkernes Zonen von Permquarzit und hochtatrischem Kalkstein in auffallend flacher Lagerung an. Parallele Längsbrüche zerteilen diese Bänder in zwei, sogar drei Schuppen, die einander von Osten und Westen die felsigen

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 120. STUR und andere Autoren bezeichnen den Tribeczzug auch als Neutraer Gebirge.

[2]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 129, 142, 209. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 38. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 499, 512, 523.

[3]) F. SCHAFARZIK. Über die industriell wichtigeren Gesteine des Komitates Nyitra. Jahresber. d. k. ungar. geolog. Anstalt f. 1898, Budapest 1901, S. 257.

Schichtenköpfe zukehren (vergl. Fig. 61) und durch Denudation in einzelne Teile zerlegt sind. Am östlichen Vorsprunge des Tribecz scheint der hochtatrische Kalkstein gänzlich abgetragen zu sein, so daß es bei Mankóc, Zsikawa und Hruzó dem Permquarzit allein überlassen bleibt, den eugranitischen Kern zu umrahmen.

Im Razdil zeigen die präpermischen Sericitschiefer, körnigen Grauwacken und Porphyroide des Zentralkernes eine vorwiegend wellig wechselnde Lagerung. Sie sind in West, Nord und Ost von einem breiten subtatrischen Bande bogenförmig umzogen, das sich zwischen Skizó, der Nordseite des Viesomatales,[1]) der Neutra, der Horneiska und Hochwiesen (Pálos Nagymező) ausdehnt und aus Permquarzit, Triasdolomit, buntem Keuper, Rhät und Lias besteht. Am Neutraflusse erfolgt der Übergang in das Bellankagebirge. Obzwar dieses Gebiet leider wenig bekannt ist, scheint doch die ungewöhnliche Breite des niedrigen Triasdolomitterrains auf den Mangel intensiver Faltung hinzuweisen.

Die sedimentäre Umrahmung an der Nordseite des Zoborstockes in Neutra entspricht so ziemlich dem Baue des mittleren Tribeczteiles. Man findet hier über dem eugranitischen, stark zersetzten Kerne, dem sanft geböschten Weingebirge von Neutra, und über den Sericitschiefern ein mächtiges Felsband von Permquarzit, darüber matt schimmernde Schiefer, die möglicherweise den Werfener Schiefern entsprechen (s. Fig. 62). Darüber erheben sich sandige Crinoidenkalke und die jüngeren Schichten des hochtatrischen Kalksteins und fallen in ziemlich flacher Lagerung nach Norden hin ab. Die dreifache Wiederholung der Schichtenfolge bei Jokö major und Szalakuz spricht für parallele Längsbrüche. Am äußersten Westrande des Gebirges bei Szalakuz blieb eine kleine Scholle von subtatrischem Triasdolomit erhalten.

Ein wesentlich anderes Bild entsteht an der Südseite des eugranitischen Zoborstockes. Nur in kleinen Trümmern und Schollen ragen die Reste des Sedimentärbandes aus dem Löß der Ebene auf, aber sie lassen doch keinen Zweifel über geologisches Alter und Fazies wie über ihre Lagerung: sie bestehen aus subtatrischen Felsarten und neigen sich deutlich und regelmäßig gegen den Quarzdioritstock. Und zwar fällt zunächst unter den Zentralkern in der Stadt Neutra brüchiger Triasdolomit ein, darunter an der Lokalbahn bunter Keuper und Jurabildungen in Form von roten, gelblichen und grauen Crinoiden-, Knollen- und Hornsteinkalken. Weiter südlich tauchen aber nochmals kleine Schollen von Trias auf und zeigen, daß die Lagerungsverhältnisse hier am Rande nicht mehr ganz einfach sind.

So unvollkommen nun auch das Tribeczgebirge geologisch bekannt ist, so prägt sich doch die Tatsache klar aus, daß dieses Gebirge in seinem

[1]) Von der Südseite des Viesomatales bei Jeskófalu und Janófalu beschreibt F. Schafarzik Jurakalkstein mit Crinoiden und weißen, feinkörnigen Marmor, „von Dyasquarziten umgeben", Gesteine, die vermutlich den hochtatrischen Bildungen angehören, die ja so oft deutliche Metamorphose erkennen lassen.

Mittelteil eine **flach kuppelförmige, symmetrisch gebaute Erhebung bildet.** Umsonst sucht man hier nach steilen Schichtenstellungen und energischen Faltungen; überall herrscht verhältnismäßig flache Lagerung. Etwas stärkere Störungen zeigen die subtatrischen Randbildungen, namentlich bei Neutra. Das Ausmaß dieser Störungen läßt sich zwar nicht mit Sicherheit beurteilen, da ja der größte Teil der subtatrischen Randzone unter den Diluvien und dem Jungtertiär der Ebene begraben liegt, aber die vorhandenen Reste dieser Zone berechtigen uns wohl zu der Annahme, daß die tektonische Beeinflussung auch der Randzone geringer war als im Bereiche der äußeren Reihe der Kerngebirge.

Die schwache Erhebung und die geringen Faltungsspuren des Tribecz erinnern an das Inoveczgebirge, das freilich ausgesprochen einseitig gebaut ist. Hat man bei der Beurteilung der karpatischen Kerngebirge

Fig. 61 und 62. Durchschnitte des Tribecz-Gebirges, etwas überhöht.
1 Quarzdiorit, 2 gefältelter Glanzschiefer, 2' körnige Grauwacke, 3 Permquarzit, 4 hochtatrischer Liasjurakalk, 5 subtatrischer Triasdolomit, 6 bunter Keuper.

gerade den Tribecz oder selbst den Inovecz im Auge, so kann man sehr leicht dazu geführt werden, die Kerngebirge als „Schollengebirge“ anzusprechen, die nicht durch Faltung und Erhebung, sondern einfach durch Absenkung der randlichen Teile entstanden sind.[1] Die Verwandtschaft des Tribecz und des Inovecz mit den übrigen Kerngebirgen ist aber in allen anderen Beziehungen zu groß, als daß man für jene eine wesentlich andere Bildungsweise annehmen könnte als für diese. Hier können nur graduelle Unterschiede bestehen und es ist nichts natürlicher,

[1] Durch einfache Randsenkungen könnte die Tektonik des Tribeczgebirges kaum befriedigend erklärt werden, da die Brüche dieses Gebirges, rein morphologisch betrachtet, Wechsel sind, wobei entweder eine Senkung (Unterschiebung) der liegenden oder eine Aufschiebung der hangenden Scholle angenommen werden muß; wenn also eine Senkung vorausgesetzt wird, kann es nicht eine Senkung der Randteile, sondern eine solche des Kernes sein. Erst nach Abschluß der Tektonik des Tribecz müssen sich hier, wie in allen anderen Kerngebirgen, einfache Randsenkungen vollzogen haben.

als daß von der mächtigen Emporfaltung der äußeren Reihe der Kerngebirge zu der flach deckenförmigen Lagerung der mesozoischen Sedimente des inneren Gürtels ein Übergang besteht, der durch die inneren Kerngebirge mit ihrem mehr symmetrischen Bau und ihrer geringeren Erhebung und Faltung deutlich vermittelt wird.

Weder alt- noch jungtertiäre Gesteine zeigt die geologische Karte in der Umgebung des Tribecz an; die älteren Gesteine verschwinden unter dem Löß der Ebene. Obwohl also ein Kontakt des Alttertiär mit dem älteren Gebirge nicht nachweisbar ist, kann man doch wohl nach Analogie nicht daran zweifeln, daß sich in der Tiefe des Neutra- und Zitvabeckens das Alttertiär ausbreitet und am Südost- und Nordwestrande des Tribecz sehr ausgedehnte posthume Senkungen und Brüche stattgefunden haben. Den fast rein nach Osten streichenden zipfelförmigen Ausläufer des Tribecz umwallen und durchbrechen die Andesitmassen des Schemnitzer Vulkangebirges.

Die Schemnitzer Insel.

Ungefähr 14 *km* östlich von dem Ausläufer des Tribecz taucht zwischen Sklenó (Glashütten) und Vihnye (Eisenbach) bei Schemnitz (Selmeczbánya) eine kleine Insel mesozoischer Felsarten mit nordöstlichem Streichen und nordwestlichem Verflächen auf.[1]) Kaum mehr als 7 *km* lang und 2·5 *km* breit liegt sie wie ein Fremdkörper in den vulkanischen Massen. Syenit, Gneis und Glimmerschiefer sollten den Kern des permisch-mesozoischen Gebirges bilden; es hat sich aber gezeigt, daß der Syenit nichts anderes ist als die körnige Modifikation des Andesitmagmas, der Gneis wenigstens zum Teil die schieferige Randzone dieses körnigen Gesteins, und der Glimmerschiefer endlich veränderter Triasschiefer. Da aber hier sicher Permquarzit[2]) vorkommt und dieses Gestein in den Karpaten nur selten aufbricht, ohne ein wenig von der präpermischen Unterlage mit sich zu reißen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß sich wenigstens ein Teil der kristallinen Schiefer der Schemnitzer Insel als präpermisch bewähren wird.

Nebst dem Permquarzit besteht die Schemnitzer Insel aus fossilreichen Werfener Schiefern und Triaskalk (Muschelkalk); beide Felsarten sind von zahlreichen vulkanischen Gängen durchsetzt und am Kontakt mehr oder minder stark verändert. Den Außenrand umzieht ein Band von nummuliten-

[1]) Die von F. v. Hauer gebrauchte Bezeichnung „Hodritscher Stock“ wird vielleicht besser zu verlassen sein, weil sie die Zugehörigkeit der früher als Syenit aufgefaßten körnigen Eruptivgesteine des Tertiär zum alten Gebirge zur Voraussetzung hat. Betreffs der Schemnitzer Insel ist namentlich zu vergleichen: F. v. Andrian. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 25. Jahrb. XVI, S. 366. — F. v. Hauer in Ber. d. Mitt. v. Freunden der Naturwiss. VII, S. 19. Jahrb. XIX, S. 512, 515. — J. v. Pettkó. Nummulitenkalk bei Schemnitz, Geologische Karte von Schemnitz. Abh. d. geolog. Reichsanstalt Bd II. — H. Böckh. Vorläufiger Bericht über Eruptivgesteine von Selmeczbánya. Földt. Közl. XXXI, S. 365.

[2]) Wenigstens ein Gestein, das sich petrographisch in keiner Weise vom sogenannten Permquarzit unterscheidet.

führendem Conglomerat, dessen Auftreten anzeigt, daß die Schemnitzer Insel seit dem Alttertiär in westlicher Richtung keine Einbuße erfahren hat. Wie viel etwa in anderen Richtungen durch spätere Senkungen und vulkanische Überwallung verloren ging, läßt sich nicht sicher beurteilen. Das Streichen der Schemnitzer Scholle regelmäßig verfolgt, führt in die mesozoische Granbucht, eine Region, die zwar am Rande des inneren Gürtels sich befindet, aber doch noch in engen Beziehungen zu den Kerngebirgen steht. Man kann daher auch die Schemnitzer Insel der inneren Kerngebirgsreihe anschließen.

Das Gebirge am Ostrande des Turóczer Kessels.

Wäre die Natur beim Aufbaue des Gebirges am Ostrande des Turóczer Kessels nach dem Vorbilde der äußeren Kerngebirge und der Niederen Tatra vorgegangen, so müßte sich hier ein großer nach Nordwesten stark gekrümmter Kerngebirgsbogen erheben. Das ist aber nicht der Fall. Zwar setzt hier in Tajowa[1]) bei Neusohl ein Kerngebirge ein, streicht aber als Altgebirge in einem so schwach konvexen Bogen zur Niederen Tatra, daß zwischen ihm und dem Rande des Kessels ein breiter Raum bleibt. In diesem entsteht an der Lubochnia eine zweite Erhebung, die sich ebenfalls mit der Niederen Tatra vereinigt. Der mächtige ostwestlich streichende Zentralkern der Niederen Tatra gabelt sich sonach an seinem Westende in der Prazsiwagruppe in den nordwestlichen Zweig des Lubochniagebirges und den südwestlichen des Altgebirges. Zwischen diesen Zweigen breitet sich ein weitgedehntes Kalkgebirge aus, das wir mit Anlehnung an eine Stur'sche Benennung nach dem Fluße Revuca als Revucagebirge bezeichnen werden.

Das Revucagebirge ist weder von der südlichen Umrahmung des Lubochniakernes, noch auch von der nördlichen des Altgebirges scharf getrennt und die südliche Umrahmung des Altgebirges geht wiederum in die Mulde der Granbucht über; dennoch erleichtert die Unterscheidung dieser geotektonischen Einheiten den Überblick. Wir können daher in dem Gebiete am Ostrande des Turóczer Kessels, das die Geographie zur Großen Fatra rechnet, folgende Glieder aufstellen: 1. Das Kerngebirge der Lubochnia mit seiner permisch-mesozoischen Umrahmung. 2. Das mesozoische Revucagebirge. 3. Das Altgebirge, 4. Die mesozoische Mulde des Grantales zwischen Neusohl (Besztercebánya) und Breznobánya. Hieran schließt sich 5. die Niedere Tatra.

Das Revucagebirge, wohl das kompakteste und breiteste Kalkgebirge der Karpaten erreicht am Ostredok die Höhe von 1591 *m* und unterscheidet sich mit dem Lubochniagebirge von allen anderen Kerngebirgen durch den Mangel einer streng linearen Kammbildung. Weder der niedere, von der Kalkdecke fast dominierte und von der Lubochnia durchschnittene Zentral-

[1]) Tajowa ist bekannt durch ein interessantes Auripigment- und Realgar-Vorkommen.

kern des Lubochniagebirges noch auch die flach undulierend gelagerte mesozoische Decke des Revucagebietes vermögen hier eine Kammlinie vorzuschreiben. Die größten Höhen sind zumeist von den liasischen, jurassischen und neocomen Fleckenmergeln eingenommen, sie bilden von üppigen Wiesen bewachsene dachförmige Kuppen, die den bewaldeten Dolomiten aufgesetzt sind und „gigantischen Grabhügeln nicht unähnlich in die düsteren, lautlosen Tiefen des Lubochniatales herabschauen und hoch emporragend dasselbe beherrschen“ (D. STUR[1]). Der westliche Teil des Revucagebietes am Rande des Turóczer Kessels bei Mossóc und Blatnitz zeigt den Charakter einer gänzlich bewaldeten, teilweise felsigen Dolomitscholle mit unruhiger Plastik und engen, vielfach gewundenen unregelmäßigen Tälern.

Der ausschließlich granitische Zentralkern des Lubochniagebirges beginnt östlich von Sklabina Varalja, erstreckt sich als ein durchschnittlich 5 *km* breites Band nach Südosten, zeigt aber im Lubochniatal einen starken Vorsprung nach Norden und einen ebensolchen nach Süden. Den Granitkern umfaßt an der Nordseite ein mantelförmiger Saum der subtatrischen Schichtenfolge bis zum Chocsdolomit.[2]) Die Schichten sind namentlich zwischen dem Klak und dem Hradiskapaß als eine ungemein breite, flache Kuppel über den Granitkern gespannt (vergl. Fig. 63). Auch an der Südseite ist der Granit vom Permquarzit und seinem Gefolge so flach überlagert, daß die Bergspitzen zumeist aus den jüngsten Bildungen zusammengesetzt sind.

Der geologische Bau dieses Gebirges ist also jedenfalls ziemlich einfach. Daß aber dennoch gewisse Komplikationen bestehen, beweisen folgende Tatsachen: an der Südseite sind östlich von Sklabina Varalja die jüngeren Bildungen vom Keuper angefangen an den Granit gedrängt; im Norden sind am Granitvorsprunge der bunte Keuper und die Fleckenmergel ungemein reduziert und selbst gänzlich verdrückt. Am Ostrande des nördlichen Granitvorsprunges erlangt der Triasdolomit eine übergroße Mächtigkeit, um am Siprun ungemein rasch bis auf ein dünnes Band zurückzugehen und hier eine sekundäre Mulde von Liasfleckenmergel zu umfassen. Es hat also auch in dieser flach kuppelförmigen Aufwölbung an beträchtlichen seitlichen Verschiebungen und Pressungen nicht gefehlt.

Die nördliche Kalkzone des Lubochniakernes reicht im Hradiskapasse bis an den Granit des Klein- Krivángebirges und nimmt als flache, breite Decke von Chocsdolomit den Charakter einer Austönungszone an. Nach Südosten zerteilt sich diese Decke in einzelne schmale, fast nordsüdlich streichende Kämme, wie wenn der Gebirgssaum fast senkrecht zu seiner Längserstreckung in Falten gelegt wäre. Daß dies tatsächlich der wahre Grund dieser Erscheinung ist, scheint aus dem lokalen Aufbruche von Kössener Schichten am Ausgange des Bistrotales und von Lias im

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 377.

[2]) Die Trias des Lubochniagebirges ist durch verhältnismäßig mächtige Entwicklung des Lunzer Horizontes ausgezeichnet, der nebst Schiefern und Sandsteinen auch fleckenmergelartige und crinoidenreiche Gesteine enthält.

Komjatnatale, ferner aus einem zweiten Aufbruche von Keuper, Rhät und Lias im mittleren Bistrotale hervorzugehen. Vielleicht erstreckt sich diese sekundäre Aufbruchsrichtung auch in die Chocsgruppe. Es wäre wohl verfehlt, hiebei zweierlei Faltungsrichtungen anzunehmen, vielleicht genügte schon die Einwirkung, die von dem nordsüdlich streichenden Granitvorsprung des Lubochniatales zur Zeit der Hauptfaltung ausging, in Verbindung mit dem Zuge, der durch die Aufschiebung an der Šiplinie ausgeübt wurde, um diese Detailerscheinung zu erklären (s. oben S. 735, [85]).[1])

Die einzelnen Gesteinsbänder am Außenrande des Lubochniakernes streichen mit größter Regelmäßigkeit quer über das Revucatal, um jenseits den Nordsaum der Niederen Tatra zu bilden. Der Zusammenhang zwischen der Niederen Tatra und dem Lubochniakerne ist damit sichergestellt. Dennoch fehlt im Quertale der Revuca, das den granitischen Zentralkern aufschließen müßte, auf eine Strecke von 3·5 *km* jede Spur von Granit; statt dessen zwängen sich hier von Süden her Fleckenmergel und Chocsdolomit[2]) in die Lücke ein. Es liegt hier kein Grabenbruch vor, was der nächstliegende Gedanke wäre, denn der Nordsaum zeigt kein Anzeichen hievon; wahrscheinlich handelt es sich nur um ein lokales Zurückbleiben der

[1]) Vergl. die geologische Karte in V. Uhlig, Geologie des Fatrakrivángebirges. Denkschrift. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1902.

[2]) Die betreffende Partie ist von Stur als Chocsdolomit aufgefaßt worden. In Oszada kommen darin zahlreiche dactyloporidenähnliche Reste vor. Eine nähere Untersuchung derselben wäre ebenso erwünscht wie die Bearbeitung der von Hantken aufgefundenen Dactyloporiden von Blatnitza. Vergl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 46.

N.

Felsö Revuca — Cserny Kamen 1481 — Oberste Klause im Lubochniatale — Klak 1395 — Kralován im Waagtal — Stoh 1608m — Rossutec 1606m

S.

Fig. 63. Durchschnitt des Lubochniagebirges und des Fatrakriván, etwas überhöht.

1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 3 Triasdolomit, 4 bunter Keuper, 5 Rhät, 6 Grestener Schichten, Lias-, Jura- und Neocomfleckenmergel, 7 Chocsdolomit

Aufwölbung der Zentralmasse, das durch das stärkere und breitere Hervortreten des Granits am Ostrande des Lubochniakernes gewissermaßen kompensiert erscheint.

Das keilförmige Kalkgebirge der Revuca zeigt gleichfalls einen verhältnismäßig einfachen Bau. In einzelnen tiefen Taleinschnitten, z. B. in dem als Fundort von Liasammoniten schon seit ZIPSERS Tagen bekannten Tureckatale, kommen Triasbildungen unter der jüngeren Decke zum Vorschein. Im allgemeinen aber nehmen die triadischen Gesteine hauptsächlich den Südrand des Lubochnia- und den Nordrand des Altgebirges ein; außerdem verläuft in Mittel-Revuca ein schmales Triasdolomitband quer über die Mulde der jüngeren Bildungen. Der westliche Teil enthält am Rande des Turóczer Kessels eine Chocsdolomitdecke von 10 bis 13 *km* Durchmesser, die sich vermöge ihrer von den Zentralkernen fernen Lage als Austönungszone darstellt und sowohl als Fortsetzung der Austönungszone der Nordseite des Lubochniagebirges wie auch derjenigen des Mincsow-, Mala Magura- und Zjargebirges bei Znió Varalja aufgefaßt werden darf.

Im Altgebirge verzeichnet STUR an einigen Stellen Gneis, sonst aber vorwiegend „körnige Grauwacken", Ton- und Talkschiefer und Quarzite der Permformation. Da aber dieses STURsche Perm mit Ausnahme der Quarzite höchstwahrscheinlich den Porphyroiden und ihren präpermischen Begleitgesteinen entspricht, so kann man annehmen, daß im Altgebirge ein bis zu 5 *km* breiter und vorwiegend aus der „erzführenden Serie" bestehender Zentralkern entwickelt ist. Die einst so wichtigen Gänge und Kluftfüllungen von Herrengrund und Altgebirge[1] mit ihren Kupferkiesen, Spateisensteinen und silberreichen Fahlerzen gelangen unter dieser Voraussetzung in eine enge Beziehung zu den Gängen des Zips-Gömörer Erzgebirges. Auch der Altgebirgskern ist am Ostende eingeengt und auf eine kurze Strecke von der Niederen Tatra selbst ganz abgeschnürt. Am Nord- wie auch am Südrande ist er von Sedimentärzonen symmetrisch eingefaßt.

Die mesozoischen Bildungen am Südrande des Altgebirges senken sich zur weiten mesozoischen Mulde des Grantales. Obwohl diese Region dank den Versteinerungsfunden STURS für die Trias der Kerngebirge bedeutungsvoll ist, werden wir sie hier nur flüchtig erwähnen, da sie zu den Fragen des Gebirgsbaues wenig entscheidendes beizutragen scheint. Die mesozoischen Gesteine der Granbucht lehnen sich im Süden bei Pojnik und Libethen an den vermutlich aus der „erzführenden Serie" aufgebauten Abfall des Veporgebirges, im Norden an das Altgebirge. Sie gruppieren sich demnach zwischen Neusohl und Lipcse zu einer breiten, voll entwickelten Mulde, deren Einfachheit aber teils durch sekundäre Aufbrüche und andere Störungen, teils durch miocäne und alttertiäre Auflagerungen stark beeinträchtigt ist.[2] Weiter östlich dagegen scheint mit der

[1] Vergl. D. STUR, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 354.

[2] Die Nummulitenformation des Grantals entdeckte BEUDANT schon im Jahre 1818.

Erhebung der Niederen Tatra die Mulde einen einseitigen Charakter anzunehmen und an den Südrand des Zentralkernes mit einem Bruche anzustoßen. In diesem Teile bewirkt die Porphyroidzone von Brezó einen mächtigen Aufbruch im Bereiche der mesozoischen Grantalmulde, die bei Breznóbánya zu Ende geht. Vielleicht darf man die Kalkpartien bei Helpa im oberen Grantal in gewissem Sinne als Fortsetzung dieser Mulde betrachten.

Blicken wir auf das besprochene Gebiet zurück, so erkennen wir im Lubochniagebirge eine flache Kuppel, deren Granitkern im Norden und Süden seitlich vordringt, wie wenn er nicht im stande gewesen wäre, die Decke zu sprengen und seitlich geringeren Widerstand als nach oben gefunden hätte. Einen ähnlichen symmetrischen Bau zeigt das Altgebirge. An beiden vermißt man die für die äußere Kerngebirgsreihe so bezeichnenden Merkmale der Einseitigkeit und des inneren Randbruches, dagegen zeigen beide Gebirge in diesem Mangel und der symmetrischen Entwicklung volle Übereinstimmung mit dem Tribecz.

Die Niedere Tatra.

Von allen Kerngebirgen der Karpaten entspricht die Niedere Tatra mit ihrem fast 60 *km* langen und bis zu 12·5 *km* breiten Zentralkerne am ehesten der landläufigen Vorstellung eines regelmäßigen Faltungsgebirges. Zwischen Waag und Gran streckt sich ihre scharf gezeichnete Kette in ostwestlicher Richtung und ist nur durch kurze Quertäler in einfacher Weise gegliedert. Der westlichste Teil, die Prasiwagruppe, zeigt nahe der Gabelung des Zentralkernes die massigste, die sich anschließende Gyömbérgruppe die höchste Entwicklung. Der Gyömbér erreicht 2045 *m* Höhe und läßt namentlich im Norden an kleinen Moränen und Karkesseln die Wirkungen einer schwachen eiszeitlichen Vergletscherung erkennen.[1] Weiter östlich folgt zwischen den tiefen Einsattelungen Csertovica (Teufelshochzeit, 1238 *m*) und Prichyba (1190 *m*) die niedrigere Partie der Zadnja Hola (1661 *m*) und endlich als Abschluß der neuerdings bis 1943 *m* ansteigende Abschnitt des Kiraly hegy (Königsberg, Kralowa hola). In dieser östlichsten Partie können kesselartige Einsenkungen am Nordgehänge der Orlawa und Stredna hola als Anzeichen ehemaliger Firnfelder gedeutet werden. Die Niedere Tatra bietet dank ihrer zentralen Lage und ihrer Höhe eine entzückende Fernsicht auf das reiche Grantal, die ausgedehnten Bergzüge des Veporstockes und des Zips-Gömörer Erzgebirges, auf die Große Fatra und Hohe Tatra, sie vermittelt mit ihrem Wechsel von Hoch- und Mittelgebirge, von Kalkfelsen und Granitkuppen, ihren herrlichen Hochmatten und schier endlosen Nadelwäldern entzückende Naturschönheiten, deren Genuß durch die Einsamkeit und Ursprünglichkeit des Gebirges und seines Lebens in hohem Grade gesteigert wird.

Granit bildet das Gebirgsrückgrat an der Prasiwa und im Gyömbér, dazu kommen kristalline Schiefer am Südgehänge. Im östlichen Teile be-

[1] Vergl. S. Roth, Földt. Közl. XV., S. 558.

steht am Nordabhange der Kralowa hola eine Granitmasse mit undeutlicher Schieferstruktur, die am Abhange der Orlawa und Stredna hola in mehrere kleinere Intrusionen mit ausgesprochener Parallelstruktur, echte Orthogneise aufgelöst ist (s. Fig. 64). Am nordöstlichen Ausläufer des Zentralkernes bei Vernár und am Nordrande des Königsbergabschnittes herrschen weithin Grünschiefer und Porphyroide und ihre Begleitgesteine[1]) und auch der Hauptkamm dieses Zuges ist nicht aus Gneis, wie die geologische Karte angibt, sondern aus Quarzitschiefern und undeutlichen Glimmerschiefern von geringer Kristallinität zusammengesetzt. Offenbar sind die metamorphen Schiefer in der Niederen Tatra weiter, das Urgebirge dagegen weniger weit verbreitet als bisher angenommen wurde.

Die Kalkzone des Nordgehänges[2]) besteht im Westen als Fortsetzung der Kalkzone des Lubochniagebirges aus einer einfachen subtatrischen Schichtenfolge vom Permquarzit bis zum Chocsdolomit. Vom Demanowatale nach Osten teilt sich die Kalkzone durch Aufnahme einer Jura-Neocommulde in zwei nach Norden geneigte Schuppen. Vorher schon verschwinden am Nordrande die cre-

Fig. 64. Durchschnitt der Kalkzone des östlichen Teiles der Niederen Tatra. Maßstab ungefähr 1 : 96.000.
1 metamorphe Schiefer, Grünschiefer, Sericitschiefer, Sericitquarzite, 2 Granit (Orthogneis), 3 permotriadische Schichten, rote Sandsteine, Quarzite, rote Schiefer und Werfener Schichten, 3a Quarzite, μ Melaphyrdecken, 4 subtatrischer Triasdolomit, 4a Triasdolomit (?) der hochtatrischen Zone, 5 hochtatrischer Liasjurakalk und Schiefer, beträchtlich metamorphosiert, 6 mitteleocäne Strandconglomerate, obereocaner und oligocaner Flysch.

[1]) Vielleicht hängen die Kupfer- und Eisenkiesgänge, die einstmals in der Zadnja hola, Dricena und Verbovica abgebaut wurden, auch hier mit der Porphyroidzone zusammen (vergl. Fötterle. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 263).

[2]) Vergl. G. Stache in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 243, 265.

tacischen Bildungen. Trotz der beträchtlichen Breite der Kalkzone scheinen bis zum Ostende nur zwei subtatrische Hauptantiklinen oder Schuppen entwickelt zu sein. Östlich vom Stjavnickatale beginnt im Liegenden der südlichen subtatrischen Schuppe die bekannte Melaphyrzone der Niederen Tatra: mehrere, bald über 100 *m* mächtige, bald nur schwache Melaphyrdecken sind hier zwischen Quarzite, rote Sandsteine und Werfener Schiefer eingeschaltet und dringen aus dem kompakten Gebirge als schmaler Horst bis nach Donnersmark im Leutschauer Eocänland vor. Bei Vikartóc ist diese permotriadische Melaphyrzone fast 11 *km* breit.[1])

Südlich der Melaphyrzone streicht eine Zone von hellen Kalksteinen, dunklen Schiefern und grauen Sandsteinen von Boca über den Velki Roh in östlicher Richtung nach Teplicska und von da in südöstlicher Richtung über die Csertovica, Palenica und Kolvacs bis an den Ostrand der Niederen Tatra (vergl. Fig. 65). Zu dieser Zone gehören aber auch, wie einer Beschreibung D. Sturs entnommen werden kann, die mehr isolierten Schollen von dünnschichtigen Kalken, die am Abhange des Gyömbér und bei Ober-Boca am Rücken des Zentralkernes aufruhen.[2]) Ihr Liegendes besteht im westlichen Teile ihres Streichens, am Gyömbér, bei Boca und bis nach Rastoka aus weißem Permquarzit und rotem Schiefer. Östlich der Rastoka verschwinden die

[1]) Vergl. Porth. Amtl. Ber. d. 32. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte in Wien 1856. — Tschermak. Porphyrgesteine Österreichs, Wien 1869, S. 232. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 513.

[2]) D. Stur bezeichnete diese Kalke des Gyömbér (Djumbir) als Neocom, (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 115), wie er überhaupt sämtliche hochtatrische Kalke, deren Zusammengehörigkeit ihm sehr wohl aufgefallen war (er kannte sie aus den Kleinen Karpaten, dem Inovecz, Tribecz und der Niederen Tatra), zum Neocom einreihte.

Fig. 65. Durchschnitt der Kalkzone der Niederen Tatra. Maßstab 1 : 75.000.
1 metamorphe Schiefer, 2 Quarzit der permotriadischen Serie, 2*a* rote Schiefer und Sandsteine, Werfener Schiefer, μ Melaphyrdecken, 3 subtatrischer Triasdolomit, 4 Lunzer Schichten, 5 hochtatrischer Liasjurakalkstein, 6 Schiefer und Sandsteine, 7 mitteleocäner Nummulitenkalk und oberocäner und oligocäner Flysch.

Spuren des Quarzits, dagegen taucht hier unter der Kalkzone eine nicht weniger als 5 *km* breite, östlich von Teplicska auskeilende Scholle von körnigem Dolomit mit eigentümlicher Faserstruktur auf (s. Fig. 64).

D. STUR[1] fand in den Kalken bei Teplicska *Aptychus gigantens* Peters. Dessen ungeachtet zog FÖTTERLE bei der zweiten Aufnahme der Karpaten sowohl Kalke wie Dolomite zum Paläozoicum. In Wirklichkeit besteht folgendes Verhältnis: die Kalke stimmen vollständig mit der Ballensteiner Fazies überein, sie enthalten bei Teplicska nicht selten Belemniten, gehen in rötlich gefärbte Crinoidenkalke über und gehören zweifellos zum Jura. Die Dolomite aber sind so scharf von den präpermischen Felsarten getrennt und überlagern sie in Form einer so flachen Decke, daß sie unmöglich ein präpermisches Alter haben können. Ob die Dolomite auch noch zum hochtatrischen Jura gehören oder zur Trias, ist zwar noch unentschieden, aber die letztere Annahme dürfte die größere Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Wir hätten hier somit nur im Westen der Niederen Tatra das normale Auftreten der hochtatrischen Fazies, im Osten dagegen ausnahmsweise ein Zusammentreffen dieser Fazies mit der Triasformation oder einem Teile derselben zu verzeichnen. Von einer näheren Untersuchung dieses Gebietes darf man um so mehr interessante Ergebnisse erwarten als hier die hochtatrischen Kalke und ihre Schiefermittel namentlich zwischen der Smrečina und der Došćanka bei Teplicska einen auffallend hohen Grad von kristalliner Beschaffenheit angenommen haben.

Der Südrand des Zentralkernes der Niederen Tatra erscheint im Westen bei Brezó als Bruchrand; anders im äußersten Osten. Denn hier lehnt sich die Triasdecke des Vernárer Waldes mit südlicher Neigung regelmäßig an den Zentralkern an. Nur am Nordabhange und im Westen stimmt die Niedere Tatra mit dem Bauplane der äußeren Kerngebirgsreihe überein, am Ostrande vollzieht sich ähnlich wie im Lubochnia- und Altgebirge und am Tribecz eine Annäherung an die Verhältnisse des inneren Gürtels.

Der Nordrand der Niederen Tatra zeigt nicht den streng linearen Verlauf, der den Nordrand der Hohen Tatra auszeichnet, sondern ist vielfach gezackt und abgestuft. Wir erblicken darin ein Anzeichen intensiver und mannigfaltiger Randbrüche. Mitteleocäne Strandconglomerate und Nummulitenkalke folgen der Randregion und greifen überdies zwischen Csórba und Sunyava quer-, zwischen Káposztafalu und Vikartóc parallel zum Streichen tief in das ältere Gebirge ein. Von der ehemaligen Austönungszone sind im Liptauer Kessel nur geringe Schollen erhalten.[2]

---

[1] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 118.

[2] Die cretacischen Schollen am Hruby grunj und Hradok und an anderen Punkten am Südrande der Hohen Tatra bilden vermutlich die Fortsetzung jenes Kreidebandes, das am Nordrande der Niederen Tatra südlich von Szt. Miklós und bei Liptó Ujvár unter Eocän verschwindet. Ob die Dolomite von Lipto Ujvár wirklich zum Chocsdolomit gehören, mag zweifelhaft sein, sicher besteht der Nordrand der Niederen Tatra östlich von Liptó Ujvár nur aus triadischen Gesteinen.

Braniszko und Csernahora.

Östlich der Hohen und Niederen Tatra verengt sich der Entwicklungsraum der Kerngebirgszone durch das südöstliche Streichen der Klippenzone und das ostnordöstliche Vordringen des inneren Gürtels. Den größten Teil dieser Entwicklungsfläche beansprucht das alttertiäre Leutschau-Lublauer Hügelland. Nur an der Grenze der Zipser und Saroser Gespanschaft erhebt sich altes Gebirge, das seinem Baue nach in zwei Teile zerfällt: den Braniszkostock und den Csernahorazug.[1])

Dieser bildet einen schmalen, nur bis 1028 *m* hohen Zug von Gneis und anderen kristallinen Schiefern, der von Szlatvina bei Wallendorf bis an die Hernádlinie reicht und an seiner Südseite an das Carbon und die nördliche Kalkzone des inneren Gürtels angrenzt. Als eine teilweise unterbrochene Randzone fallen Permquarzit und Triasdolomit von den Kerngesteinen nach Norden ab. An diese lagern sich die mitteleocänen Conglomerate und die alttertiären Schiefer und Sandsteine des Szvinkabeckens an, auf deren fast horizontale Lagerung schon H. Höfer aufmerksam gemacht hat. Das alttertiäre Meer fand bei Hrisócz und Kluknó auch zum Südrande des Csernahorazuges Zugang.

Der Braniszkostock schließt sich am Berge Slubica an das Nordwestende des Csernahorazuges an. Er bildet eine der sonderbarsten Gestaltungen der Karpaten: als ein fast rechteckig begrenzter, nach Osten und Westen an scharfen Bruchlinien abgeschnittener Horst ragt er wie ein vergessener Posten in das Alttertiärland hinein. Der Braniszkostock kulminiert in 1172 *m* Höhe und dehnt sich dem Streichen nach nur 6·5 *km*, quer dazu 11 *km* weit aus. Der Kern besteht aus viriditisch zersetztem Granit, die Außenseite aus Permquarzit und Triasdolomit. An der Südwestseite fallen Permquarzit und Triasdolomit gegen den Granit ein und stoßen hier mit Bruch ab. Das ergibt der Hauptsache nach ein für ein Kerngebirge nicht unerwartetes tektonisches Bild. Es ist aber so wenig von dem Gebirge erhalten, daß man sich über sein wahres Wesen und seine ehemalige Ausdehnung und somit auch über das Ausklingen der gewaltigen Kerngebirgserhebungen nach Osten keine volle Rechenschaft geben kann.

---

[1]) Vergl. D. Stur im Jahrb. d. geolog Reichsanstalt XIX, S. 399. Stur versteht unter der Bezeichnung Braniszkomassiv ein viel größeres Gebiet als hier so benannt ist. H. Höfer. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 247.

VIII. Abschnitt.

Die Klippenzone.

Allgemeines Auftreten und Zahl der Klippen. — Historischer Rückblick. Klippenprobleme. — Tektonischer Bau der Klippen. — Die Klippenhülle. — Die Grenzbildungen. Durchbruchs- und Deckgesteine. — Pieninen und Arva. — Klippenregion des Waagtales. — Der östliche Abschnitt der Klippenzone. — Die wahre Natur der südlichen Klippenzone.

In den letzten Jahren ist man dahin gelangt, horizontalen Verschiebungen älterer über jüngere Gesteine eine große Rolle im Baue der Gebirge einzuräumen. Unter anderen wurden auch die westalpinen Klippen in die Gruppe dieser Überschiebungen eingereiht und als „wurzellose Deckschollen“ bezeichnet. Während nun von einer Seite die Deckschollentheorie eifrig vertreten wird, bringt man ihr andererseits großes und berechtigtes Mißtrauen entgegen.

Das durch diesen Zwiespalt der Meinungen angefachte Interesse mußte sich auch auf die Karpaten erstrecken und fand hier vor allem in der Frage Ausdruck, ob etwa auch die karpatischen Klippen Deckschollen bilden. Wir wollen die Antwort hierauf gleich vorwegnehmen und erklären, daß die karpatischen Klippen mit Deckschollen nichts zu tun haben. Anhänger der Deckschollentheorie werden in den Karpaten wenig Anregung finden; für die Klippenfrage im allgemeinen bietet dagegen unsere Region die lehrreichsten Aufschlüsse und rechtfertigt vollauf die eingehende Würdigung, die man ihr seit Beginn der Karpatenforschung zu teil werden ließ.

Allgemeines Auftreten und Zahl der Klippen.

Die sogenannte südliche Klippenzone beginnt bei Schloß Brancs am Nordostrande des Wiener Beckens und umgürtet bogenförmig die inneren Zonen der Karpaten.[1]

Mit fast ostwestlichem Streichen einsetzend, nimmt die Klippenzone mit der Annäherung an das Waagtal immer mehr die nordöstliche Richtung an. Bei Sillein verläßt sie das Waagtal, umgibt als Arvaer und pieninische Klippenzone in einem regelmäßigen Bogen die Zentralkarpaten, um mit fast linear südöstlichem Streichen die Ostkarpaten zu durchziehen. Deutlicher als irgend eine andere Gesteinszone der Karpaten spiegelt die Klippenzone in ihrem Verlaufe das generelle Streichen der Karpaten wieder. Im Waagtal schmiegt sie sich innig an die Kerngebirge an, in den übrigen Partien aber ist sie vom älteren Gebirge durch eine Alttertiärzone von wechselnder Breite getrennt, so daß sie als ein schmaler Gürtel erscheint, der zu beiden Seiten, nach innen und außen, von alttertiären Sandsteinen begleitet wird.

[1] Um die Darstellung nicht überflüssig zu beschweren, werde ich mich bei der Anführung von Belegstellen auf das Notwendigste beschränken und verweise auf das in meiner Arbeit über die pieninische Klippenzone, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, XL. Bd., S. 562—573 enthaltene Literaturverzeichnis sowie auf das Verzeichnis in Neumayrs Jurastudien II. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1871, XXI, S. 453.

Fig. 66. Das Klippengebiet der Pieninen im engeren Sinne, durchbrochen vom Dunajec.

Die Felsmassen bestehen aus Hornsteinkalken und Posidonomyenschichten; die steilen Schichtköpfe sind nach Süden, die Schichtflächen nach Norden gerichtet. Der dreizackige Berg im Hintergrunde ist der Kronenberg (Pienin), der Kulminationspunkt der Gruppe; der Spitzberg rechts die Sokolica. Der tiefe Sattel links von der Sokolica, der Vordergrund und zum Teil auch der Abhang des Kronenberges bestehen aus obercretacischen Hüllschichten.

Im Bereiche dieses äußerst schmalen und dabei viele Meilen langen Gürtels spielen sich die merkwürdigen Erscheinungen der Klippenbildung ab. Aus einer Hülle von oberercretacischen und alttertiären Schiefern, Sandsteinen und Conglomeraten ragen verschiedene jurassische und neocome, seltener liasische, noch seltener triadische Kalksteinmassen in den mannigfaltigsten und oft fast grotesken Formen auf. „Der physiographische Charakter der einzelnen Klippen und der ganzen Klippenzone," sagt Neumayr,[1] „ändert sich natürlich sehr mannigfach, je nach dem Umfange der auftretenden Kalkmassen, der größeren oder geringeren Gedrängtheit derselben und nach dem Grade der Verwitterbarkeit der klippenbildenden sowie der umhüllenden Gesteine. Im Zentrum des pieninischen Klippenzuges erhebt sich der wildgeformte zackige Felsberg, welcher diesem ganzen Abschnitte den Namen gegeben, der Pienin (vergl. Fig. 66 und 40), zu einer Höhe von 982·5 *m* über dem Meere und zu einer relativen Höhe von 550 *m* über dem Spiegel des Dunajec. Von diesem einen Extrem finden sich so ziemlich alle Übergänge bis zum sanft gerundeten bewachsenen Rücken, zur kahlen Felskuppel, zum isolierten Obelisken, bis zur kleinsten, kaum 1000 Kubikfuß enthaltenden Diminutivklippe."

Der Pienin (richtiger Dreikronenberg, Trzy koruny), die massigste Klippe des pieninischen Klippenzuges, wird übrigens von manchen anderen Klippen in den übrigen Teilen der Klippenzone an Massigkeit und Ausdehnung erreicht, ja selbst übertroffen. Das Inselgebirge von Homonna z. B. hat eine Länge von 11 *km*, eine Breite von 3·5 *km*. Die Maninklippe im Waagtal erlangt bei mehr als 5 *km* Länge und 2 *km* Breite eine Höhe von 891 *m*, die Klippenmasse der Burg Löwenstein bei Pruschkau im Waagtal ist nicht viel kleiner, und fast 16 *km* weit dehnt sich die große Hornsteinklippe zwischen Kissutza-Ujhély und Zsólna (Sillein) aus. An Höhe werden die Pieninen von der Visoka (1051 *m*) um ein geringes übertroffen.

Die Mehrzahl der Klippen bleibt freilich hinter diesen Dimensionen ziemlich stark zurück und daher spielen auch die Klippen orographisch meistens keine selbständige Rolle, sondern schmiegen sich den durch die Hüllschichten und die alttertiäre Umrahmung bedingten Geländeformen an. „Von einem dominierenden Höhenpunkte aus betrachtet, stellt sich die Klippenzone wie ein von Felsen starrendes Band dar, welches über Berge und Täler, stellenweise sogar über Flußalluvien wegläuft" (Neumayr). Da die Klippenzone von den benachbarten alttertiären Sandsteinen ziemlich beträchtlich überragt wird, so kann der auffallende Gegensatz zwischen den steilen Felsformen der Kalke und den sanften Lehnen der umhüllenden Sandsteine und Schiefer seine landschaftlichen Reize nur im kleinen entfalten; diese werden aber in einzelnen Partien durch malerische Flußdurchbrüche, durch kühn den Felskegeln aufgesetzte Burgen und Burgruinen, durch den mannigfaltigen Wechsel von Wald-, Feld- und Wiesenvegetation in solchem Maße

[1] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 473.

gesteigert, daß man gewisse Teile der Klippenzone, besonders im Waagtale und am Dunajec, unbedenklich den eigenartigsten und schönsten Landschaften der Karpaten an die Seite stellen darf.

Neumayr schätzte die Zahl der einzelnen Klippen in den Pieninen von der Arvaer Grenze Galiziens bis nach Zeben (Kis Szeben) im Saroser Komitat, d. i. auf eine Strecke von etwa 100 *km*, auf etwa 2000. Wenn auch diese Schätzung wohl etwas zu hoch greift, so dürften doch, für das Waagtal und die Arva etwa denselben Klippenreichtum vorausgesetzt wie für die Pieninen, auf der 280 *km* langen Strecke vom Rande des Wiener Beckens bis nach Zeben in der Saroser Gespanschaft insgesamt an 5000 Klippen entwickelt sein. Im östlichen Abschnitte von Zeben bis in die Marmarosch ist die Klippenzahl auf ein Minimum reduziert. Aber auch im westlichen und mittleren Abschnitte schwankt der Klippenreichtum beträchtlich: manche Teile starren von dichtgedrängten Kalkschroffen, andere sind äußerst arm an Klippen.[1])

Historischer Rückblick.

Die Klippen haben als eine sehr sinnfällige und befremdende Erscheinung schon in den ältesten Tagen der geologischen Karpatenforschung die Aufmerksamkeit auf sich gezogen.

Schon in den Zwanzigerjahren des vorigen Jahrhunderts entdeckte Lill v. Lilienbach in den Exogyren von Orlowe an der Waag die bis auf den heutigen Tag wichtigsten Fossilien zur Altersbestimmung der „Klippenhülle". Bei Boué, Zeuschner und Pusch, dem Urheber der Bezeichnung „Klippenkalk", spielen diese Kalke mit ihren Versteinerungen bereits eine wichtige Rolle. Bei aller Divergenz der Anschauungen im einzelnen war man damals doch darin einig, daß die Klippenkalke als örtliche Einlagerungen in das mächtige System der Karpatensandsteine zu betrachten seien. Selbst der scharfsinnige A. Boué, der die Kalke des nördlichen Klippenzuges als jurassisch erkannt und vom Karpatensandstein gesondert hatte, blieb bezüglich der Klippen des südlichen Zuges doch bei dieser Anschauung stehen, die übrigens in gewisser Hinsicht auch noch die Betrachtungsweise von F. v. Hauer und K. Paul getrübt hat.

Erst E. Beyrich[2]) löste 1844 die fälschlich vorausgesetzte Verbindung zwischen Karpatensandstein und Klippenkalk. „Die Kalke sind entschieden älter," entschied Beyrich, „durch keine Übergänge in der Lagerung mit dem jüngeren Karpatensandstein verbunden; ihre Altersbestimmung ist eine von der des letzteren ganz unabhängige Aufgabe und sie erweisen sich nach den bis jetzt darin aufgefundenen Versteinerungen für jurassisch."

[1]) Die Zahl der Klippen ist so groß, ihre Ausdehnung so winzig, daß die Klippen nur auf Karten von sehr großem Maßstab richtig dargestellt werden können. In der beigegebenen tektonischen Karte mußten sie stark übertrieben und zusammengezogen werden.

[2]) Karstens Archiv 1844, 18. Bd., S. 67.

Nun erst entstand das Klippenproblem, das Beyrich durch Heranziehung vulkanischer Kräfte zu lösen suchte. „. . . Die Lagerungsverhältnisse scheinen die Annahme zu rechtfertigen, daß der jurassische Klippenkalk hindurchgetrieben wurde durch den überliegenden Karpatensandstein.“ Ähnliche Anschauungen hat etwas später Murchison[1] in folgenden Worten ausgesprochen: „Die mauerförmigen Massen dieses Kalksteines, seine veränderte Beschaffenheit, erweckten in mir den Gedanken, daß er längs der Aufbruchslinie emporgehoben worden sei — ein Gedanke, den ich bald durch den in geringer Entfernung parallel dem Streichen der Schichten auftretenden Porphyr (Andesit) bestätigt fand.“

In den Fünfzigerjahren begann die Detailgliederung der Klippenkalke durch L. Hohenegger und die Geologen der Reichsanstalt. Man erkannte die selbständige Vertretung der Opalinus- und Murchisonaeschichten, des Oberjura, des Neocomien, der Dogger-Crinoidenkalke, des Lias und der Kössener Schichten und lernte im Bereiche der obercretacischen Klippenhülle mehrere Schichtgruppen unterscheiden. Das Klippenproblem wurde damals nur von Stur besprochen, und zwar im Sinne der unhaltbaren Auffassung der Klippen als Korallenriffe. Auf das tektonische Gebiet wurde die Klippenfrage erst bei der zweiten Aufnahme der Karpaten in den Jahren 1864 bis 1870 gelenkt. Jede Klippe, so wurde namentlich von E. v. Mojsisovics, F. v. Hauer und K. Paul angenommen, sollte eine tektonische Individualität bilden und es sollte unter den einzelnen Klippen, selbst ganz benachbarten, kein tektonischer Zusammenhang bestehen. Die Frage nach der Entstehung der Klippen hielt Paul[2] 1868 zwar noch für verfrüht, doch stellte er ein Bild über die tektonische Bedeutung der Klippenzone als Ganzes auf, indem er sie auf das Schema einer gewöhnlichen Antiklinalfalte im Karpatensandstein zurückführte, die von den übrigen nur dadurch unterschieden sein sollte, daß ihr Aufbruch auch die jurassische Unterlage der Karpatensandsteine an die Oberfläche gebracht habe.

M. Neumayr stand in tektonischer Beziehung ganz auf dem Boden der Anschauungen von v. Hauer, v. Mojsisovics und Paul: mit diesem erblickte er in der Klippenzone eine Antiklinalfalte des Karpatensandsteines, mit jenen hält er an der Unabhängigkeit der einzelnen Klippen und ihrem regellosen Auftreten fest. Dies waren die Voraussetzungen seiner so warm vertretenen Theorie der Klippenbildung, die nebstdem das Zusammenwirken mehrerer günstiger, nach derselben Richtung wirkender Umstände erfordert. Die bedeutend weicheren Mergel- und Sandsteine der Klippenhülle ließen sich williger in Falten biegen als die harten, spröden Kalkgebilde. Diese barsten bei der Faltung an der Decke des sich bildenden Gewölbes; die Bruchränder sowie die sich loslösenden kleineren Schollen und Trümmer mußten sich in das weiche, nachgiebige Material der Hüllschiefer hinein-

[1] R. Murchison, Geological structure of the Alps and Carpathians, Deutsche Bearbeitung von G. Leonhard. Stuttgart 1850, S. 105.

[2] K. Paul, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 213.

und selbst durch diese hindurchpressen. Für NEUMAYR sind daher die karpatischen Klippen „Trümmer und Reste eines geborstenen Gewölbes, welche als Blöcke oder Schichtköpfe von Schollen und anstehenden Schichtmassen in jüngere Gesteine, von welchen sie überwölbt werden, in diskordanter Lagerung hinein- oder durch dieselben hindurchgepreßt worden sind."

Nach G. STACHE[1]) dagegen sind die Klippen regelmäßig gebaut; sie befanden sich zur Zeit des Absatzes der cretacischen Hüllschichten bereits in gefaltetem Zustande und bildeten eine Art Archipel, einen inselreichen Küstenstrich, ähnlich dem dalmatinischen oder istrischen. Die Störungen während der nachherigen Hebungsperiode und eruptive Tätigkeit konnten lokale Verschiebungen hervorrufen, aber den ursprünglichen Parallelismus mit der alten Küstenlinie nicht völlig verwischen. Demgemäß erblickt G. STACHE das Wesen der Klippen in allgemeiner Fassung darin „daß Teile einer älteren Gebirgsformation, die sich noch in tektonischem Zusammenhange mit ihrem örtlichen Ganzen befinden, aus der umgebenden Hülle einer jüngeren Formation mit deutlich von der Tektonik dieser Hülle abweichenden Verhältnissen des Schichtenbaues und der Lagerung zu Tage stehen."

Bildete für NEUMAYR die Diskordanz zwischen den Klippen und ihre Schieferhülle eine sekundäre tektonische Erscheinung, so war sie für STACHE eine primäre Transgressionsdiskordanz. STACHE erkannte in der Klippenhülle Strandconglomerate. NEUMAYR stellte ihr Vorkommen in Abrede.

Zu diesen älteren Problemen der Klippenbildung ist nun in neuerer Zeit ein weiteres hinzugekommen. Wie wir eingangs erwähnten, glaubt man in den Westalpen erkannt zu haben, daß die Erscheinungsform der Klippen durch Überschiebung einer älteren Gesteinsmasse auf geologisch jüngere Bildungen zu stande komme. Während die Klippen nach STACHES und NEUMAYRS Auffassung aus der Tiefe hervortreten und von den jüngeren Ablagerungen umhüllt sind, bilden sie nach der Deckschollenhypothese wurzellose Massen, die auf den geologisch jüngeren Gesteinen gleichsam obenauf schwimmen.

Tektonischer Bau der Klippen.

Wir brauchen nicht viel Worte zu verlieren, um zu zeigen, wie unrichtig die Annahme der regellosen Verteilung der Klippen ist. Man werfe nur einen Blick auf ein detailliertes Klippenkärtchen (s. Fig. 97). Wie regelmäßig sich da Klippe an Klippe reiht, wie gesetzmäßig die einzelnen Klippen, gleich den Steinchen eines Mosaikbildes, zum Aufbau eines großen Ganzen zusammentreten! Sowohl im Streichen und Fallen, wie in der Zusammensetzung benachbarter Klippen herrscht so viel Übereinstimmung, daß dagegen gelegentliche scheinbare Abweichungen, inverses Einfallen oder Mächtigkeitsdifferenzen fast verschwinden. Wir haben da nicht etwa ein ausnahmsweise

[1]) G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 405.

regelmäßig gebautes Stück der Klippenzone herausgegriffen, sondern müssen betonen, daß sich Beispiele gleicher Gesetzmäßigkeit in allen Teilen der Klippenzone wiederfinden.

Freilich kommt der regelmäßige Bau besonders da so schlagend zum Ausdruck, wo die Klippen in **Reihen** stehen. Wo dagegen die Anordnung eine mehr **gruppenförmige** ist (s. Fig. 68), mag vielleicht die Fülle des Details im ersten Augenblicke verwirrend wirken, aber auch hier bringt kartographische Festlegung der einzelnen Klippen sehr bald Ordnung in das scheinbare Chaos.

Ziehen wir nun eine Klippenreihe, z. B. die Falstiner Reihe (Fig. 67 und 69), näher in Betracht. Aus dem Talboden des Dunajec erhebt sich mit

Fig. 67. Kartenskizze der Czorsztyner und Falstiner Klippen. Maßstab 1 : 37.000.
Die schrägschraffierten Flächen bedeuten Opalinus-, Murchisonae- und Posidonomyen-Schichten, die vertikalschraffierten Hornsteinkalk, die punktierten Dogger-Crinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die schräggekreuzten Eocänsandstein, die weißen obercretacische Hüllschichten. Ein kleiner Andesitdurchbruch zwischen Falstin und Zlatne blieb unberücksichtigt.

fast senkrechter Wand ein 1·5 *km* langer Felskamm aus weißem Doggercrinoidenkalk: darauf liegt mit südlichem Einfallen ein schmales Band von rotem Czorsztyner Kalk und hellem Tithonkalk. Südwärts folgt ein zweiter langer Kamm von Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon mit gleichsinnigem Einfallen und schließlich noch ein dritter. Wir erkennen also eine dreimalige Wiederholung der Schichtenreihe bei gleichbleibender Fall- und Streichungsrichtung. Da und dort sind die Schuppen an kleinen Blättern gegeneinander verschoben.

Die altberühmten Czorsztyner Klippen (Fig. 70) zeigen zwei wohlausgebildete Parallelschuppen und Reste einer dritten, vielleicht selbst einer vierten Reihe. Die Schloßklippe ist von drei, der Hauptkamm von mehreren Querverschiebungen betroffen; eine dieser Blattklüfte ist fast 1 *m* breit und mit zermalmten und geschleppten Partien von Czorsztyner Kalk erfüllt. Wo immer wir den Reihentypus untersuchen, werden wir stets so ziemlich

dasselbe Bild wiederfinden. Überall wiederholen sich die reihenförmig angeordneten einseitig gehobenen Schollen und parallelen Schuppen in so wohlausgeprägter Gleichförmigkeit, daß man in diesen Reihenklippen geradezu den normalen Bauplan der Klippen der versteinerungsreichen Fazies erblicken muß. Beispiele dafür bieten alle Regionen vom Rande des Wiener Beckens bis in die Ostkarpaten (s. Fig. 79).

Bei dem viel selteneren Gruppentypus vermissen wir das Vorherrschen einer Längsrichtung. Die Klippen lagern als flache Schollen und Trümmer nebeneinander; sie haben eine rundliche Begrenzung und zeigen bei flacher Lagerung keinen Unterschied zwischen der Seite der Schichtköpfe und der der Schichtflächen. Die Zersplitterung des Klippenmaterials erreicht in solchen Gruppen ihr Maximum. In Jarembina z. B. (s. Fig. 68) sind auf einem Raume von nicht ganz 2 km^2 nicht weniger als 200 Klippen zu zählen. Nicht selten befinden sich hier Schollen, die aus geologisch jüngeren Schichten bestehen, in tieferem Niveau als die geologisch älteren (s. Fig. 71). Nimmt man aber Brüche von geringer Sprunghöhe zwischen solchen Schollen an, so löst sich auch diese Schwierigkeit. In der Gruppe von Jaworki liegt eine große flache oder flach kuppelförmige Schollenklippe vor, umgeben von abgebrochenen kleineren Schollen (s. Fig. 72). Wenn eine von diesen inverse Lagerung zeigt, so kann das wohl auf Rechnung der späteren nacheocänen Bewegungen gesetzt werden (s. Fig. 73).

Fig. 68. Kartenskizze der Klippengruppe von Jarembina.

Die punktierten Flächen bedeuten Dogger-Crinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die vertikalschraffierten Hornsteinkalk, die horizontalschraffierten massige Sandsteine und Conglomerate der Klippenhülle, die diagonalschraffierte Alttertiär der nördlichen Grenzzone.

Die Klippen der Hornsteinkalkfazies erheben sich als langgezogene, schmale, nicht selten 5 bis 10 *km* lange Felsrücken aus dem flachen Gelände der Hüllschichten und bestehen fast durchgehends aus isoklinal geneigten Schichten. Bei der Undeutlichkeit der stratigraphischen Gliederung der Hornsteinkalke begegnet die Deutung dieser Bauverhältnisse Schwierigkeiten, wenn Klippen ausschließlich aus Hornsteinkalk aufgebaut sind. Wo

aber Hornsteinkalke und Posidonienschiefer zusammen vorkommen, kann man aus der Wiederholung der Schichten bei isoklinalem Einfallen auf schiefe Falten mit parallel zusammengelegten Flügeln schließen. Auch die Tektonik der Klippen der versteinerungsreichen Fazies kann nicht ohne Faltung und Seitendruck zu stande gekommen sein, wie aus der Häufigkeit der Blattverschiebungen und dem gelegentlichen Vorkommen von kleineren Faltungen zu entnehmen ist. Die Ursache, warum sich der Seitendruck bei den Zonen der versteinerungsreichen Fazies in vorwiegend kleinen Blättern und Schuppenbildung, bei den Hornsteinkalken dagegen in schiefen Falten und sekundärer Faltung äußerte, muß man wohl in der verschiedenartigen Beschaffenheit des Gesteinsmaterials suchen.

Fig. 69. Durchschnitte des östlichen (*a*) und mittleren (*b*) Teiles des Falstiner Klippenkammes.

1 Dogger-Crinoidenkalk, 2 Czorsztyner Kalk und Tithon, 3 Obercretacische Hüllschichten.

Die Klippenreihen laufen anscheinend parallel zum Gesamtstreichen. Die Übereinstimmung des Streichens ist aber nicht komplett. Bei Czorsztyn

Fig. 70. Durchschnitt des Hauptkammes und der Schloßklippe von Czorsztyn.

1 weißer Crinoidenkalk (Bajocien), 2 roter Crinoidenkalk (Bathonien), 3 Czorsztyner Kalk, 4 hellroter und weißer Tithonkalk, 5 dunkelroter, schiefriger Tithon-Crinoidenkalk, 6 rote Schiefer und graue Fleckenmergel (Puchower Mergel) der Klippenhülle (Oberkreide). In dem unaufgeschlossenen Sattel zwischen dem Hauptkamme und der Schloßklippe liegen vielleicht Opalinus-Schichten.

z. B. bricht eine Klippenreihe der versteinerungsreichen Fazies knapp am Nordrande der Klippenzone ab, die bei Krempach und Uj-Béla nahe dem Südrande dieser Zone ihren Anfang nimmt (s. Fig. 67). Auch der mächtige Hornsteinkalkzug des Braniszko in den Pieninen beginnt nahe dem Süd-

rande und erlischt bei Kroscienko knapp am Nordrande der Klippenzone.

Jeder Klippenstrich der versteinerungsreichen Fazies ist in den Pieninen im Süden von einem gleichlaufenden Bande von Hornsteinkalkklippen begleitet. Da nun vielfach zwei Reihen der versteinerungsreichen Fazies, eine nördliche und eine südliche, entwickelt sind, so tritt hier ein bandweiser zweimaliger Wechsel der Fazies quer zum Gesamtstreichen ein. Dabei rücken die beiden Fazies fast ausnahmslos sehr nahe aneinander heran (s. Fig. 74 und 67). Obwohl Übergänge von der einen zu der anderen Ausbildungsweise führen, mußte dennoch der ursprüngliche Absatz in Bildungsräumen erfolgt sein, die etwas weiter auseinander lagen als gegenwärtig die betreffenden Gesteine. Es trat eine räumliche Annäherung der Faziesbildungen ein, die mit der Tektonik der Klippengesteine sehr gut in Übereinstimmung steht.

Die Klippenhülle.

Der Besprechung der Klippenhülle müssen wir einige Worte über das geologische Alter dieses Bestandteiles der Klippenzone vorausschicken. Im Waagtale waren die Gesteine der Klippenhülle, die Sandsteine mit *Exogyra columba*, die Sphärosideritmergel und Praznower Schichten (Cenoman), die mächtigen Upohlawer Conglomerate, die roten und grauen Inoceramenmergel der Puchower Schichten (Senon), schon frühzeitig als Gebilde der Oberkreide erkannt worden.[1] Auch in den Ostkarpaten hat man schon vor Jahren in der Fortsetzung der Klippenzone dieselben Gesteine nachgewiesen und desgleichen sind in dem verbindenden Gebiete, in der Arva, den Pieninen, in Saros und Ungh Puchower Inoceramenmergel, bankige Sandsteine und mächtige Conglomerate typisch ausgebildet.

Man sollte meinen, daß unter diesen Umständen kein Anlaß gegeben ist, das obercretacische Alter der Puchower Mergel der Pieninen zu bezweifeln. Dennoch wurde diese verbreitetste Bildung der pieninischen Klippenhülle von K. Paul zum Neocom gestellt, nicht etwa weil sie neocome

Fig. 71. Durchschnitt der Jarembiner Gruppe (s. Fig. 68).
1 Dogger-Crinoidenkalk, 2 Czorsztyner Kalk und Tithon, 3 obercretacische Hüllschiefer, 3a Einlagerung von Sandstein und Conglomerat, a Klippe „pece“, b Hauptklippe der Jarembiner Gruppe, d östliche Nachbarklippe der Hauptklippe.

[1] D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 71.

Versteinerungen, sondern weil sie bei Ujak am Popráduſer Hornsteinkalkblöcke mit neocomen Versteinerungen enthält. F. v. Hauer und K. Paul betrachteten diese Kalkblöcke als Einlagerungen, es sind aber unregelmäßig gestaltete große Blöcke, wie sie an so vielen Stellen der Klippenhülle als Einschlüsse vorkommen. Das Neocom bildet auch in den Pieninen wie in den übrigen Gebieten der Klippenzone einen integrierenden Bestandteil der Klippen und nicht der Hülle, wie man sich z. B. am Dunajecufer südlich von Czorsztyn (s. Fig. 74 bis 75) überzeugen kann, wo tithonische und neocome Versteinerungen in einer und derselben einheitlichen Hornsteinkalkmasse enthalten sind.[1])

Nicht das Neocom hat man in der Klippenhülle zu suchen, wohl aber in viel ausgiebigerem Maße als man gewöhnlich annimmt das Eocän und Oligocän. Dieses besteht aus Conglomeraten mit Nummuliten und Alveolinen, ferner aus bankigen Sandsteinen und roten Schiefern, ähnlich den Puchower Mergeln. Auch Menilitschiefer kommen vor. In einer Conglomeratmasse bei Neumarkt wurde ein Block von Hippuritenkalk aufgefunden, ein Anzeichen für eine Kontinentalperiode zwischen Oberkreide und Alttertiär, für welche auch in

Fig. 72. Ostwestlicher Durchschnitt der großen Klippe des Kamionkabaches in Jaworki bei Szczawnica.
1 weißer Crinoidenkalk, Dogger, 2 Czorsztyner Kalk und Tithon, 3 obercretacische Hüllschiefer.

anderen Teilen der Karpaten bestimmte Hinweise bestehen. Trotz der anzunehmenden Diskontinuität der Ablagerung ist die Sonderung des obercretacischen vom alttertiären Anteil der Klippenhülle bei der Seltenheit der Versteinerungen und der Ähnlichkeit der Fazies sehr erschwert, da gemeinsame Faltung die ursprüngliche Diskordanz zwischen Oberkreide und Alttertiär verwischt hat.

Zu den bemerkenswertesten Gebilden der Klippenhülle gehören unstreitig die Conglomerate. Sie treten nicht vereinzelt auf, wie noch Neumayr meinte, sondern in allgemeiner Verbreitung und häufig in solcher Mächtigkeit, daß sie Bergzüge bilden (s. Fig. 76). In den pelitischen Sedimenten kommen schlecht gerundete Bruchstücke von Hornsteinkalk vor, teils einzeln, teils zu Lagen angehäuft. Blockeinschlüsse dieser Art können eine bedeutende Größe annehmen und manche kleinen „Diminutivklippen" sind wohl nichts anderes als große Blöcke.

Auch in den grobklastischen, sandigen Gesteinen spielen Hornsteinkalkeinschlüsse stets eine große Rolle, daneben kommen auch andere Ge-

[1]) Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 43. Bd. S. 251, Jahrb. 1894, Bemerkungen zur Gliederung karpatischer Bildungen.

steine des Klippengebirges, wie Czorsztyner Kalke und Crinoidenkalke, ferner ortsfremde, vermutlich aus den inneren Teilen der Karpaten stammende Geschiebe von Quarzit, Porphyr, Porphyrit und Gneis, in den Upohlawer Conglomeraten auch Granit- und Melaphyrgeschiebe, vor. Daß Geschiebe von Czorsztyner Kalk und Crinoidenkalk im allgemeinen viel seltener sind als solche von Hornsteinkalk, entspricht bestens dem Massenverhältnisse, in welchem diese Bildungen an der Zusammensetzung des Klippengebirges beteiligt sind.

Fig. 73. Nördliche Partie der Klippengruppe von Jaworki, östlich von Szczawnica.

Aufgenommen von der Mündung des Kamionkabaches in den Bach von Jaworki unterhalb der Kirche. Die Klippen links oben bestehen aus Czorsztyner Kalk, die übrigen Klippen zeigen an der Basis Dogger-Crinoidenkalk, darüber Czorsztyner Kalk, nur die große Klippe im Vordergrunde links ist überkippt, an ihrer Basis liegt Czorsztyner Kalk, darüber Dogger-Crinoidenkalk. Das flache Gelände zwischen den Klippen besteht aus obereretacischen Hüllschichten.

Die Geschiebe heften sich nicht selten unmittelbar, und zwar in der Regel einseitig an größere Klippen an. In den Ostkarpaten liegt die Hauptmasse der Geschiebe in der Oberkreide. Im Waagtale und in den Pieninen scheint dagegen die Blockbildung ihren Höhepunkt erst im Eocän erlangt zu haben, gehören doch dieser Formation die 4 *km* lange und 1 *km* breite Blockmasse der Aksamitka und Tokarnia südlich von Szczawnica (Fig. 76) und die noch weit ausgedehnteren Sulower Conglomerate bei Sillein (in Fig. 51).

Alle Beobachter aus der späteren Erforschungsperiode der Klippenzone stimmen in der Annahme einer scharfen Diskordanz zwischen den Klippen und ihrer Hülle überein. Diese Diskordanz ist aber im einzelnen Aufschlusse nur selten festzustellen, viel häufiger sieht man die Schichten der Klippenhülle in tadelloser Konkordanz unter die Klippengesteine einschießen und sie überlagern, ein Umstand, der es wohl begreiflich macht, daß die älteren Beobachter die Klippenkalke als Einlagerungen des Karpatensandsteins betrachteten. Wir müssen diese scheinbare Konkordanz der nachherigen Anpassung der plastischen Klippenhülle an das

Fig. 74. Hornsteinkalkklippe am Dunajec südlich von Czorsztyn, gegenüber Schloß Nedetz (s. Fig. 75).

Die Hauptfelsmasse besteht aus steil nördlich geneigten Hornsteinkalken, die Einsenkung links aus den in Fig. 75 dargestellten Hüllschichten, aus denen oben eine spitze Crinoidenkalkklippe hervortritt. Am Berggehänge rechts stehen ebenfalls Hüllschichten (Puchower Mergel) an.

sprödere Klippengestein gelegentlich der späteren Faltung zuschreiben, da mehrere Umstände die Annahme einer ursprünglichen Diskordanz zwischen den Klippen und ihrer Hülle unausweichlich erscheinen lassen, so die scharfe Begrenzung und Isolierung der Klippen, der Mangel petrographischer Übergänge und besonders die selbständige Verbreitung der Klippenreihen im Bereiche der Klippenzone.

Die eocänen und obercretacischen Gesteine der Klippenhülle zeigen fast ausschließlich steile, oft um die Vertikale wechselnde Einfallsrichtungen; den wirrsten sekundären Faltungen einzelner Partien (Fig. 77) stehen andere mit konstanter Einfallsrichtung gegenüber (s. Fig. 75). Schmiegen sich plastische

Tongesteine innig an die Klippen an, so zeigen härtere Sandsteinzüge oft unabhängigen Verlauf. Während z. B. die Klippenreihe von Falstin nach Nordnordosten schwenkt, verlaufen die Sandsteinzüge der Klippenhülle daselbst fast genau ostwestlich.

Fig. 75. Durchschnitt der Klippen und ihrer Hülle am linken Ufer des Dunajec gegenüber Schloß Nedetz (Nedéczvar) (vergl. Fig. 74).

a—l Klippengesteine, 1—6 oberoretacische Hüllschichten.

a weißer Hornsteinkalk, *b* dunkle, kieselige Schiefer und Fleckenmergel, *c* grauer Hornsteinkalk (*Aptychus Didayi*, lose aufgefunden), *d* rote und graue Hornsteine, Tithon; die hangendsten Lagen Neocom, *e* kieselige Schiefer und schmutziggrüne Hornsteine, *f* grobbankiger, spätiger, grauer Kalk, *g* grauer Hornsteinkalk, *i* *Opalinus*-Fleckenmergel, *k* *Murchisonae*-Schichten, *l* gefältelter Kalkschiefer.

1 graue Inoceramensandsteine, 1*r* rote Lage, 2 Fucoidenmergelschiefer, 3 schiefrige Sandsteine, 4 Conglomerat aus Hornsteinkalkbrocken, Schiefer und Sandstein, 5 kleinkörnige Conglomeratbänke, Schiefer und Sandstein, 6 grauer Sandstein.

Die Klippe *a—f* entspricht der großen Klippe Fig. 74, die Klippe *g—l* liegt im Streichen der Crinoidenkalkklippe von Fig. 74 links.

Grenzbildungen der Klippenzone. Durchbruchs- und Deckgesteine.

Die Klippenzone ist im größten Teile ihres Verlaufes nach außen und innen von Alttertiärgesteinen von verschiedenartiger Ausbildung umgrenzt. Im Norden, Nordwesten und Nordosten differenziert sich das Alttertiär in eine tiefere Partie von kalkigen Sandsteinschiefern und Tonen und eine höhere Partie von bankigen grauen Sandsteinen, die von K. Paul nach der Arvaer Magura als Magurasandsteine bezeichnet wurden. An der südlichen Seite fehlt eine entsprechende Zweiteilung, es herrschen schwärzliche und graue Schiefer mit bankigen Sandsteinen. Sowohl die nördliche wie die südliche alttertiäre Grenzzone fallen in den Pieninen von der Klippenzone nach außen, d. h. die nördliche nach Norden, die südliche nach Süden, ab. Während aber die nördliche Grenzlinie nicht immer deutlich hervortritt, läßt sich die südliche mit voller Schärfe verfolgen. Die Ursache dieser Verschiedenheit ist folgende: Das Alttertiär im Norden der Klippenzone ist in teils engere, teils weitere Falten gelegt, die gleichzeitig mit den Faltungen der oberoretacischen und alttertiären Klippenhülle entstanden. Das Alttertiär im Süden der Klippenzone ist dagegen im wesentlichen ungefaltet und kontrastiert daher lebhaft mit der steil gefalteten Klippenhülle. Es entspricht, wie wir im Abschnitte über das

Tatragebirge gesehen haben, einer Senkungsregion (s. Fig. 39) und die Südgrenze der Klippenzone nimmt daher den Charakter eines Längsbruches an. Unmittelbar am Bruche sind die Alttertiärschichten unter Schleppungserscheinungen steil gestellt, wohl auch geknickt (s. Fig. 77 und 78), aber schon in geringer Entfernung legen sich die Schichten immer flacher und flacher und gehen in das Flachgebiet zwischen Tatra und Klippenzone über. In der Arva wird diese Senkungsregion nach Westen hin immer schmäler. Die Südgrenze der Klippenzone ist auch hier ein

Fig. 76. Der eocäne Conglomeratzug der Aksamitka mit dem Ostrande der Klippe von Haligócz (halb schematisch).

1 dolomitischer Kalk (Trias), 2 oberèretacischer Hüllschiefer mit *Inoceramus sp.*, 3 eocäne Sandsteine und Schiefer, 4 Conglomeratmasse, 5 Alveolinenkalk mit Geschieben. Die Hauptconglomeratmasse liegt in Wirklichkeit östlich von der Haligóczer Klippe, beide sind der Deutlichkeit halber in eine Durchschnittsebene gerückt.

scharfer Bruch, das Alttertiär fällt aber gegen die Klippenzone ein. Im mittleren Teile des Waagtales verschwindet teilweise die alttertiäre Senkungsregion zwischen der Klippenzone und der äußeren Kerngebirgsreihe und die Klippenzone verschmilzt gewissermaßen mit dem äußeren Abfall des Inoveczgebirges.

Die andesitischen Durchbruchsmassen entbehren jeder genetischen Bedeutung im Hinblick auf die Klippen. Weder die kleineren Gänge und

Fig. 77. Durchschnitt am Südrande der Klippenzone in Szaflary bei Neumarkt.

a, b, c obercretacische Hüllschichten, rote und grunliche Schiefer mit Sandsteinlagen (*b*) und graue Kalkschiefer (*a*), *d* Nummulitenconglomerat, *e* eocäne Schiefer, *f* eocäne Sandsteine.

Gangstöcke der Pieninen bei Szczawnica, Kroscienko, Czorsztyn und Jaworki, die wir als äußerste Ausläufer des mittelungarischen Vulkankranzes auffassen können, noch auch die großen Ausbrüche des ostungarischen Vulkankranzes zeigen irgend einen Einfluß auf Bau und Verlauf der Klippenzone. Ebenso passiv verhalten sich die jungtertiären Deckschichten, die man übrigens auch als jüngere Klippenhülle bezeichnen kann. Das marine Miocän dringt aus dem Wiener Becken tief in das Waagtal ein, die Ingression erfolgte anscheinend unter Schonung des vorhandenen Reliefs. Der Ab-

lagerung der kohlenführenden Süßwasserbildungen der pontischen Zeit in der Arva und in der Neumarkter Gegend ging dagegen eine ausgiebige Denudation und vielleicht selbst eine lokale Senkung der Klippenzone und ihrer Umgebung voran.

Pieninen und Arvaer Klippen.

Die gewaltige Ausdehnung der Klippenzone erfordert behufs Erleichterung der Übersicht eine Gliederung in kleinere Abschnitte. Der mittlere Teil der Klippenzone von der Arvaer Sigmoide im Westen bis zum Popráddurchbruche im Osten erscheint als ein durch gleichartige Verhältnisse ausgezeichneter einheitlicher Abschnitt, der durch die jungtertiäre Decke an der Grenze Galiziens und der Arva äußerlich in zwei Teile zerfällt: die pieninische und die Arvaer Klippenzone. Als westlichen Abschnitt der Klippenzone können wir naturgemäß die Region des Waagtales zwischen der Arvaer Sigmoide und dem Rande des Wiener Beckens, als östlichen Abschnitt die Region zwischen dem Popráddurchbruche und dem alten Gebirge der Ostkarpaten absondern.

Fig. 78. Durchschnitt am Südrande der Klippenzone bei Haligócz.
sg Bruch an der Südgrenze der Klippenzone.
1 obercretacische, hellgraue Kalkschiefer, 2' Conglomeratbank, 2 schwarzer Schiefer des Alttertiär.

Die Bezeichnung Pieninen, die nach landesüblicher Auffassung nur dem Dunajecdurchbruche zwischen Rotkloster und Kroscienko zukommt dehnen wir im geologischen Sinne mit Neumayr auf das Klippengebiet zwischen dem Czarny Dunajec und dem Poprád aus. Die Pieninen[1] erwecken vermöge ihres bogenförmigen Verlaufes, der beiderseitigen Begrenzung durch Alttertiär und der ziemlich gleichmäßigen bandförmigen Entwicklung mehr als andere Teile den Eindruck großer Regelmäßigkeit. In der Neumarkter Gruppe unterscheiden wir zwei lineare Klippenstriche der versteinerungsreichen Fazies mit südlicher Neigung, im Süden begleitet von mächtigen Hornsteinkalkzügen. Die für die Stratigraphie des Jura so wichtigen und durch die großen paläontologischen Monographien von Zittel und Neumayr berühmt gewordenen Lokalitäten Rogóżnik, Szafflary, Maruszyna gehören diesem Gebiete an. Im Czorsztyner Abschnitte streicht eine außerordentlich regelmäßig gebaute Klippenreihe der versteinerungsreichen Fazies vom Südrande der Klippenzone über Falstin zum Nordrande bei Czorsztyn; bei Durstyn schiebt sich von Südwesten her eine mächtige

[1]) Vergl. besonders Neumayr, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI. — Uhlig. Jahrb. XL. — A. v. Alth. Opis geognost. Szczawnicy i Pienin. Rozpr. i Spraw. der Krakauer Akad. d. Wissensch. XIII.

Parallelzone von Hornsteinkalken ein, der bei Nedetz eine zweite Reihe der versteinerungsreichen Fazies und südlich davon abermals eine Reihe der Hornsteinkalkfazies folgt (Fig. 74, 75). Im Dunajecdurchbruche erreichen diese Hornsteinkalkzüge das Maximum ihrer Entwicklung (Fig. 66). Der Dunajec entblößt in seinem Bette ihre „Wurzeln", von da steigen die Hornsteinkalke in mächtigen prallen Wänden und steilen Felskegeln zu den Kulminationspunkten auf. Die nackten Schichtköpfe kehren sie dem Süden, die steilen, von Nadelwäldern überzogenen Schichtflächen dem Norden zu. Die tieferen Einsenkungen nehmen die Hüllschichten ein. Unmittelbar an die mächtigen Hornsteinkalke des Dunajecdurchbruches schließt sich im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte zunächst eine zwar klippenarme, aber in Haligócz durch eine große Trias- und Liasklippe ausgezeichnete Partie der Klippenzone an. Bald entwickeln sich aber auch hier zwei mannigfaltig gestaltete klippenreiche Reihen der versteinerungsreichen Fazies, die an ihrer Südflanke von je einer schwachen Hornsteinkalkreihe begleitet sind und sich

Fig. 79. Durchschnitt der Homolovačko-Reihe im Lublauer Abschnitte.
1 weißer Dogger-Crinoidenkalk, 2 roter Dogger-Crinoidenkalk (Klaus-Sch.), 3 Czorsztyner Kalk, 4 Tithon, 5 obercretacische Hüllschiefer, 6 Hornsteinkalk.

in der schönen Klippengruppe von Jarembina (Fig. 68) vereinigen. Das Streichen geht hier allmählich in die südöstliche Richtung über. In dem östlich folgenden Lublauer Abschnitte beginnt sich die Klippenzone stark zu verschmälern, die Klippen sind auf ein Band beschränkt, innerhalb dessen sie teils in Gruppen, teils in Reihen angeordnet sind (Fig. 79).

Der Arvaer Abschnitt[1]) kommt jenseits der jungtertiären Überdeckung bei Trsztenna zu Tage. Man kann ihn kurz kennzeichnen durch das Vorherrschen des Reihentypus und der nördlichen Einfallsrichtung, durch die starke Vertretung des Lias, reichliche Entwicklung von Conglomeraten und durch das Auftauchen des Gault. F. Foetterle entdeckte diese Stufe im Jahre 1851 in Dedina. Im Liegenden der bei zwei Fuß mächtigen schwarzen Gaultschiefer mit *Hoplites tardefurcatus* befindet sich nach K. Paul ein Conglomerat aus Kalk, Quarz und kristallinischen Geschieben, im Hangenden gelbliche und lichtgraue blätterige Schiefer, Sandsteine und Conglomerate. Die Gaultschicht scheint somit der Klippenhülle anzugehören und das er-

[1]) Vergl. besonders K. Paul, Die nördliche Arva, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S, 201.

fordert die Annahme, daß die Transgression der Oberkreide hier schon im obersten Gault eingesetzt habe, wie das vermutlich auch in der Tatra der Fall war. Zwischen Arva-Váralja und Lehotka besteht eine kleine sigmoide Verschiebung der Klippenzone nach Norden; weit bedeutender ist aber die Sigmoide am Westende des Arvaer Abschnittes, die eine nordsüdliche Verschiebung um fast 7 *km* bewirkt. Die Klippenzone ist an der Sigmoide stark verschmälert, gezerrt und eine Strecke weit an den östlichen Randbruch des Klein-Krivangebirges angepreßt, dessen gesunkene und verzogene Falten vom Klippenkalk der Sigmoide teilweise überschoben sein müssen. Offenbar korrespondiert die Bruchlinie am Ostrande des Klein-Krivangebirges mit der Arvaer Sigmoide, beide müssen im Zuge einer und derselben großen Bewegung in voreocäner Zeit entstanden sein.

Die Klippenregion des Waagtales.

Jenseits der Árváer Sigmoide lenkt die Klippenzone bei Zazriwa abermals in die ostwestliche, dann bei Zsolna (Sillein) in die südwestliche Richtung ein.[1] Wenig zahlreiche und einförmige, aber zum Teil sehr große Klippen von Hornsteinkalk und Posidonienschiefer, verbunden durch Reihen kleinerer Klippen, kennzeichnen den Zsolnaer Abschnitt. Im nächstfolgenden, von der Waag in malerischen Schlingen durchzogenen Puchóer Abschnitte erweitert sich die Klippenzone zu der beträchtlichen Breite von 23 *km* und umschließt eine außergewöhnliche Mannigfaltigkeit von Klippen, die in Zukunft eine Quelle reicher Belehrung zu bilden bestimmt sind. Alle Stufen, von der karnischen und rhätischen der Trias bis in das Neocom, haben hier ihre Vertretung. Östlich der Waag erheben sich aus der Hülle der Exogyrensandsteine die mächtigen Maninklippen, wie so viele andere von einem epigenetischen Tale durchschnitten (s. Fig. 80). Die Schichten, an deren Basis Fötterle *Gryphaea arcuata* gefunden hat, neigen sich nach Süden. Westlich der Waag sind namentlich die ruinengekrönten Felskämme von Vöröskö und Oroszlankö (Löwenstein) als eines der größten Klippengebirge der versteinerungsreichen Fazies bemerkenswert.

Westlich vom Puchóer Abschnitt und dem Vlaratal wird die Klippenzone wieder schmäler. Der Bauplan der Klippen, die hier vorwiegend langgezogene Parallelkämme von Liasfleckenmergeln und Hornsteinkalken mit nordwestlicher Fallrichtung aufweisen, scheint von hier bis an den Rand des Wiener Beckens nur untergeordnete Modifikationen zu zeigen. Wir können hier zwischen dem Vlaratale und Ó-Tura den Trencsiner, zwischen Ó-Tura und dem Schlosse Branes den Miawaer Abschnitt unterscheiden: jener ist bei Drietoma besonders durch mächtige Entwicklung von Keuper

[1]) D. Stur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 57–74, 101. — Babánek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 105. — A. Rücker. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 15. — Hořinek. Verh. XV, S. 7. — Pošepný. Jahrb. XIV, S. 499. — Čermak. Jahrb. XIV, S. 495.

und Rhät, dieser durch den Übergang in die westsüdwestliche Streichungsrichtung gekennzeichnet.

Die alttertiäre Senkungsregion an der Innenseite der Klippenzone, von der wir im VI. Abschnitte zeigen konnten, daß sie hauptsächlich den versunkenen Teilen der Austönungszone der Kerngebirge entspricht, ist im Norden des Klein-Kriváugebirges auf ein kaum 1·5 *km* breites Band beschränkt; im Zsolnaer (Silleiner) Kessel erweitert sie sich neuerdings und geht im Kessel von Domanis zunächst zu Ende. Im Trencsiner Abschnitte verschmilzt die Klippenzone mit der Kerngebirgsregion und gewährt dadurch den unmittelbaren Beweis ihrer Zugehörigkeit zu den mesozoischen Hebungsregionen oder den inneren Zonen der Karpaten. Am bemerkenswertesten tritt dieses Verfließen der Klippenzone mit der Kerngebirgsregion am Rande des Inovecz bei Becko hervor: die Triasgesteine von Becko, die offenbar die subtatrische Randzone des Inovecz bilden, sind durch Oberkreide vom Hauptstocke des Inovecz gesondert und erscheinen gewissermaßen der Klippenzone zugeschlagen. Hier scharen die Leitlinien des Brezowagebirges (Kleine Karpaten), des Inovecz und der Klippenzone und bekunden dadurch ihre innige Zusammengehörigkeit. Daß indessen auch hier in der Region der engsten Scharung eine gewisse Tendenz zur Senkung des Streifens zwischen der Leitlinie der Klippenzone und der weiter nach innen folgenden Faltungszone besteht, geht aus dem Umstande hervor, daß sich bei Turna zwischen den Nordrand des Inovecz und das Gebirge von Trencsén eine wohl sicher mit Eocänschichten ausgefüllte Niederung befindet. In dem Maße, wie sich die Leitlinie der Klippenzone nach Westen hin von der Leitlinie des Brezowagebirges entfernt, tritt auch hier die eocäne Senkung hervor und nimmt bis zum Rande des Wiener Beckens an Breite zu. Der geologischen Forschung warten in dieser, leider nur etwas schlecht aufgeschlossenen und durch miocäne, diluviale und alluviale Auflagerungen etwas verdeckten Region wichtige Aufgaben.

Fig. 80. Durchbruch der Maninklippe im Waagtale.
Aufgenommen von Prof. Zlik, Teschen.

Der östliche Abschnitt der Klippenzone.

Verschmälerung und teilweise oder völlige Überdeckung mit Alttertiärgesteinen bilden die vornehmlichsten Kennzeichen des ostkarpatischen

Abschnittes der Klippenzone. Von Palocsa, wo sich im Popráddurchbruche zum ersten Mal die nördlichen und südlichen alttertiären Grenzbildungen miteinander vereinigen, bis in die Gegend von Kis Szeben zeigt die Klippenzone als Saroser Gruppe so ziemlich dieselbe Beschaffenheit wie in der Lublauer Gruppe. Nach einer längeren Unterbrechung durch Alttertiär gelangen wir in die äußerst schmale, nur kärglich angedeutete Klippenregion von Demete. Eine kleine Spur nördlich von Hanusfalva führt uns nach einer abermaligen Unterbrechung durch Alttertiär in das größere Klippengebirge von Homonna. Streichungsrichtung und obercretacische Umrahmung verweisen diese bis zu 2·5 *km* breite und 12 *km* lange Insel in die Klippenzone. Wir finden hier die Formationen vom Triasdolomit bis zum Neocom vertreten; K. Paul bezeichnete die Lagerung als im allgemeinen domförmig.[1])

Die Klippe von Homonna ist ostwärts durch den Andesit des Vihorlat-Gutinzuges abgeschnitten. Von hier ab ist die Klippenzone bis nach Dolha

SSW. NNO.

e d b b e b e b g i g l l n m l i i g

Fig. 81. Durchschnitt der Hauptklippe von Podhorogja (Várallja), Ungher Klippengruppe.
Nach G. Stache.
b Löß und Andesitlehm (Nyirok), *d* jungtertiäre weiße Tuffe, *e* Andesit mit Breccien und Tuffen, *g* Sandstein und Mergelschiefer, Alttertiär, *i* Nummulitenconglomerat (Sulower Conglomerat), *l* rote und graue Mergel (Puchower Mergel) der Klippenhülle, *m* Czorsztyner Kalk und Tithon, *n* Crinoidenkalk, Dogger.

durch Andesitmassen unterbrochen, ohne aber in ihrer regelmäßigen Streichungsrichtung beirrt zu sein. Drei Klippenpartien blieben erhalten; es sind das die von G. Stache beschriebenen Klippen des Unghvárer Komitates, die Munkacser Klippen und die Klippen von Dolha. Wir fügen hier ein Profil (Fig. 81) aus der Unghvárer Gruppe nach G. Stache[2]) ein, aus dem hervorgeht, daß der Bau dieser Klippen im wesentlichen mit den westlichen Teilen der Klippenzone übereinstimmt. Die Unghvárer Klippen repräsentieren das östlichste Liasvorkommen der Klippenzone, die weiter östlich gelegenen Klippen bestehen nur aus Neocom, Malm und Dogger; dieser enthält als weißer Crinoidenkalk in Uj Kemencse und Dolha eine interessante Brachiopodenfauna.

Von den Vorkommnissen von Dolha führt eine Reihe von kleineren Klippen im Gebiete der Quellflüsse der Theiß zu dem kristallinen Gebirgs-

[1]) K. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XX, S. 217. Ob Pauls Auffassung des Gebirges von Homonna als domförmige Antiklinale richtig ist, scheint sehr zweifelhaft, da sein „Barkokalk" nicht zum Lias, sondern zur Trias gehören dürfte.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI. Bd., S. 379.

rückgrat der Ostkarpaten. Wenn nun auch nach den Beschreibungen F. v. HAUERS nicht eine ununterbrochen fortlaufende Kette, sondern nur isolierte kleine Klippen, vielleicht auch nur Blöcke von Jura und Neocom, hier auftreten, so ist doch ihre Zahl zu groß, ihr Streichen zu regelmäßig, als daß man daran zweifeln könnte, daß diese Klippen in der Tat eine Brücke von der eigentlichen Klippenzone zu der ostkarpatischen Masse schlagen. Sehen wir nun das kristalline Gebirge der Ostkarpaten mit seiner permisch-mesozoischen Auflagerung, wie ein Blick auf die Karte lehrt, genau im Streichen der Klippenzone auftauchen und finden wir es genau so wie die Klippen von Oberkreide und Eocän umsäumt und zum Teil überzogen, so drängt sich uns von selbst das Ergebnis auf, daß die ostkarpatische Masse nicht als Fortsetzung der Tatra, sondern als Fortsetzung der Klippenzone zu betrachten ist. Sie ist eine Klippe von großen Dimensionen, begleitet, namentlich am Außenrande, von zahlreichen kleineren Klippen, deren nähere Beschreibung dem folgenden Abschnitte vorbehalten ist.

Nördlich vom eigentlichen ostkarpatischen Klippenstriche kommen im Karpatensandstein bei Körösmezö Jurafelsen in Verbindung mit Melaphyr vor. Trotz mehrfacher Untersuchungen ist dieses eigentümliche, von F. v. HAUER[1]) entdeckte Auftreten noch nicht genügend aufgeklärt. Man könnte analoge Verhältnisse wie bei den Klippen von Chitichun und Laptal im Himalaya vermuten, die von A. v. KRAFFT als durch Laven heraufbeförderte Gesteinsmassen gedeutet wurden.[2]) Eine ähnliche Erklärung dürfte aber hier kaum zutreffen. In den Ostkarpaten und in Westsiebenbürgen sind Melaphyre im älteren Gebirge sehr verbreitet. Sie sind hier zum Teil direkt von Tithonkalk überlagert, der ja auch die Klippen von Körösmezö zusammensetzt. Da nun H. ZAPAŁOWICZ[3]) am Pietros bei Körösmezö auch ausschließlich aus Melaphyr bestehende Felsen, und PAUL und TIETZE[4]) eine größere Tonschieferpartie anstehend nachgewiesen haben, so ist es wahrscheinlicher, daß man im Klippenstriche von Körösmezö dürftige Reste des älteren, mesozoischen Gebirges vor sich habe, die völliger Vernichtung entgangen sind, und sei es als große Blöcke, sei es als anstehende Partien, vom Karpatensandstein umhüllt wurden.

Die wahre Natur der südlichen Klippenzone.

Nehmen wir nun den abgerissenen Faden wieder auf und versuchen wir, über das Problem der Klippenzone Klarheit zu gewinnen.

---

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, S. 415.

[2]) K. DIENER. Erg. geolog. Exp. in d. Zentralhimalaya, Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1895, 72. Bd., S. 588. A. v. KRAFFT. Note on the „Exotic Blocks" etc. Mem. geol. Survey of India XXXII, p. II. 1902.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 578. Die betreffenden Klippen sind in der Karte von ZAPAŁOWICZ verzeichnet, ferner auch in dem von T. POSEWITZ aufgenommenen Kartenblatte Bógdan-Vidéke der k. ungar. geolog. Anstalt.

[4]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 92.

Nach den voranstehenden Beschreibungen bedarf es kaum einer eingehenden Widerlegung der „Durchspießungstheorie", beruhen doch deren Voraussetzungen ersichtlich auf unvollkommener Beobachtung. An Stelle des von NEUMAYR vorausgesetzten Mangels von Strandconglomeraten erkannten wir solche Conglomerate in großer, ja gewaltiger Mächtigkeit als regelmäßigen Bestandteil der Klippenhülle, an Stelle der regellosen Verteilung der Klippen trat gesetzmäßiger Bau. Die Klippenzone ist offenbar keine „Flyschfalte", wie NEUMAYR mit PAUL annahm, sondern ein Faltungsbogen, dessen erste Erhebung der Ablagerung des obercretacisch-alttertiären Flysches voranging.

Diese Tatsache birgt augenscheinlich den eigentlichen Kern der karpatischen Klippenfrage. Die Klippenzone zeigt ihre eigene Tektonik, sie verschmilzt sozusagen im Waagtale mit den Faltungen der Kerngebirge, in ihrem Streichen erhebt sich das alte Gebirge der Ostkarpaten und so kann sie ebensowenig als „Flyschfalte" aufgefaßt werden wie diese Gebirge. An der Arvaer Sigmoide erweist es sich, daß sie dieselbe Bewegung wie das Klein-Krivángebirge in voreocäner Zeit mitgemacht hat. In den Pieninen befindet sich an der Außenseite der Klippenzone gefalteter, an der Innenseite flach lagernder, ungefalteter Flysch, wie in den Kesseln zwischen den Kerngebirgen. Unmöglich können die Conglomeratmassen im Flysch der Klippenzone etwas anderes sein als gerollte Fragmente des Klippengebirges.

Alle diese Tatsachen verbürgen die Zugehörigkeit der Klippenzone zum älteren Karpatengebirge. Obwohl hiedurch nicht nur der Durchspießungs-, sondern auch der Überschiebungstheorie der Boden entzogen erscheint, wollen wir doch auch noch die Erscheinungen unter den Gesichtspunkt dieser letzteren Theorie rücken.[1] Wären die Klippen „wurzellose", auf dem Flysch gleichsam schwimmende Massen, müßten es logischerweise auch die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten sein! In Wirklichkeit ist aber das kristalline Gebirge der Ostkarpaten, wie wir hier vorgreifend bemerken müssen, von Oberkreide und Eocän nicht nur umrahmt, sondern diese Formationen breiten sich in viele Kilometer langen Decken und größeren und kleineren Denudationsresten auf den Spitzen und Höhen des kristallinen Gebirges aus. Aber auch die Jurakalke der Ostkarpaten sind von den Oberkreideconglomeraten nicht nur umsäumt, sondern diese Kalke treten auch als breiter Unterbau des Gebirges in mächtigen Wänden unter der Kreidedecke hervor. Betrachtet man die wohl an 1000 *m* mächtigen Conglomeratmassen des Bucegi, des Ciahlau oder der Steanisoara oder des Nagy Hagymás, die großenteils aus nuß- bis kopf-, aber auch hausgroßen Jura- und Neocomkalken bestehen und sich nicht selten unmittelbar an die Kalkklippen anheften, so wird man zwar über die Großartigkeit dieser Denudationsgebilde staunen, aber nicht einen Augenblick daran zweifeln, daß die Erhebung der Jura- und Neocomkalke der Conglomeratbildung und dem Flyschabsatze voranging.

[1]) Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 106. Bd., 1897, S. 188.

Aber auch in den Pieninen läßt sich die Unanwendbarkeit der Überschiebungshypothese leicht und bestimmt erweisen. Die Überschiebung der Klippenkalke hätte nach Absatz des Alttertiär erfolgen müssen. Damals aber waren die Kerngebirge, wie wir in den vorhergehenden Abschnitten erkannt haben, im wesentlichen schon im Zustande von heute, und auch sie sind von einer eocänen Hülle von Abfallstücken ihres eigenen Felsgerüstes umgeben. Flache, selbst horizontale Eocänschichten breiten sich zwischen den Kerngebirgen und der Klippenzone aus. Von Süden her konnte also die Überschiebung nicht kommen; ebensowenig aber auch von Norden, denn der nördlichen Überschiebung steht die südliche Neigung der Sandsteinzone sowie die Tatsache entgegen, daß nirgends in der Sandsteinzone Trias, Lias und Dogger entwickelt sind. Selbst das am Nordrand vorhandene Tithon und Neocom zeigt eine andere Fazies als in der Klippenzone.

Von einer Verjüngung oder Auskeilung der Klippenkalke nach unten ist in den tiefsten Aufschlüssen der Klippenzone nichts zu bemerken. Hätten die Klippen dennoch keine Wurzeln, so müßten sie mehrere Hundert Meter tief in die Hüllschichten eingesunken sein. Allerdings haben F. v. Hauer und L. Hohenegger wurzellose, durch Steinbruchbetrieb abgebaute Klippen beschrieben, aber das waren teils große Blöcke, wie sie z. B. die Conglomerate des Bucegi so schön aufschließen (s. Fig. 93), teils wohl auch in Schlesien koralligene Kalkeinlagerungen.

Endlich haben die Klippenablagerungen ihre eigene, bezeichnende Ausbildung, die sich unbeschadet gewisser Beziehungen zur subtatrischen Fazies in keinem andern Teile der Karpaten wiederfindet. Die Klippengesteine sind autochthon und können aus keinem andern Teile der Karpaten hergeleitet werden als eben aus der Klippenzone. Hier wurzeln sie im wahrsten Sinne des Wortes.

Als äußerer Faltungsbogen erhob sich die Klippenzone in derselben Periode wie die Kerngebirge. Im Westen und im Mittelteil der Karpaten war dieser Bogen gleichsam ein Vorwerk der viel intensiveren Kerngebirgserhebungen, nur Trias, Jura und Unterkreide waren an der Aufwölbung beteiligt, nicht auch das Perm und kristalline Schiefer. Beim Eintritte in das Waagtal schart sich der Klippenbogen mit der Leitlinie des Inovecz und der Kleinen Karpaten, jenseits der Scharung rückt er etwas weiter ab, folgt aber doch in ziemlich geringem Abstande den Kerngebirgen, macht mit dem Klein-Kriváňgebirge eine Querverschiebung mit und spannt sich jenseits der Sigmoide in einem freien Bogen um den Scheitelteil der Karpaten (s. die tektonische Karte). Im Osten dagegen fehlt die für den Westen bezeichnende Abstufung der Gebirgserhebung und so taucht in der Leitlinie des Klippenbogens die mächtige ostkarpatische Masse auf.

Die große Transgression der Oberkreide setzte den Klippenbogen zum ersten Mal unter Wasser. In den Strandconglomeraten der Oberkreide liegen die Ergebnisse der Einwirkung der Brandung vor. Auf die grobklastischen Sedimente des Cenoman folgten in den Puchower Mergeln feinklastische

Absätze. Es muß also eine Vertiefung des Meeres, eine positive Bewegung eingetreten sein, die Klippenzone wurde vermutlich gänzlich unter Wasser gesetzt und die Spitzen der Gebirgserhebungen wurden von den roten Tonen der Puchower Schichten umhüllt. Am Schlusse der Kreideperiode fand die hydrokratische Bewegung ein Ende, vielleicht im Zusammenhang mit der an der Grenze von Kreide und Eocän erfolgten Hauptfaltung der inneren Karpatenzonen. Diese Hauptfaltung muß auch im Klippenbogen zu einer Erhebung geführt haben, denn das wiederkehrende Meer des Mitteleocän findet neuerdings ein Gebirge vor, das zum zweiten Mal Strandconglomerate liefert. Das Meer vertieft sich in ähnlichem Zyklus wie in der Oberkreide und greift weit um sich. Die gerundeten Hippuritenkalkblöcke des Eocänconglomerates bei Neumarkt beweisen, daß auch die eben erst gebildete Oberkreide der eocänen Abtragung ausgesetzt war.

Das Meer der Oberkreide brandet in den West- und Zentralkarpaten an der Klippenzone und reicht höchstens an den Rand der äußeren Kerngebirgsreihe heran; das innere Gebirge bildet eine große Insel, an deren Südrande bisher einzig im Gebiete des Bükkgebirges Spuren von Oberkreide nachgewiesen sind. Im Eocän aber dringt das Meer in die neu gebildeten flachen Austönungszonen der Kerngebirge und somit tief in das Herz des Gebirges ein. Ungleich verhalten sich die Ostkarpaten, die schon in der Oberkreide vom Meere rings umflutet und ungefähr in demselben Grade offen waren wie im Eocän.

Im Zusammenhang mit dem starken Übergreifen des Alttertiärmeeres im Westen und im Mittelteil der Karpaten finden wir diese Regionen des Gebirges ungemein stark mit den terrigenen Sedimenten des Alttertiär überschüttet. Spätere Faltung und Abtragung vermochte in der Klippenzone nicht das gesamte Alttertiär hinwegzuräumen und daher finden wir den Zusammenhang der Klippenzone an mehreren Stellen durch Alttertiär unterbrochen. An die völlige Überschüttung mit Hüllgesteinen gemahnen die zahlreichen epigenetischen Täler, die von weichen Schiefergesteinen umlagerte Klippen mitten durchschneiden (s. Fig 68 und 80).

Neben dem Wechsel der Meeresbedeckung bestimmten wiederholte Faltungen die Gestaltung der Klippenzone. Die Klippenzone unterlag nicht nur denselben vor- und nachobercretacischen Faltungsbewegungen wie die Kerngebirge, sondern überdies der nachalttertiären Faltung, derselben, durch welche die Sandsteinzone aufgerichtet wurde. *An dem Walle der Klippenzone brach sich der Einfluß dieser letzteren Faltung*, nur in den Kleinen Karpaten und vielleicht am Rande des Domaniser Kessels überschritt sie ein wenig die Grenzen der Klippenzone nach innen, im übrigen aber *blieb das Alttertiär an der Innenseite der Klippenzone der Faltung entrückt*. In der Klippenzone selbst machte sie sich jedoch mit voller Intensität geltend. Die ursprünglichen Diskordanzen zwischen den spröden mesozoischen Kalken und dem plastischen Flysch wurden durch gegenseitige Adjustierung verwischt, die Flyschgesteine steil gestellt und

vielfach in sekundäre Falten gepreßt, die Klippenstriche einander näher gerückt und teilweise verschoben. Ferner dürfte vielleicht auch das südliche Einfallen gewisser Klippenstriche auf die Einwirkung der Flyschfaltung zurückzuführen sein. Im Waagtale scheinen die Klippengesteine konform den inneren Zonen vorwiegend nach Nordwesten einzufallen; in den Pieninen beherrscht steil nördliche Neigung die großen Hornsteinkalkmassen am Südrande der Klippenzone, dagegen südliche Neigung besonders die kleineren Klippen der versteinerungsreichen Fazies am Außenrande dieser Zone. Hier liegt nun die Annahme sehr nahe, daß die Flyschfaltung nur die kleineren Klippen am Rande des älteren Gebirges, nicht aber die größeren Massen bewältigen konnte: jene wurden nach Süden umgelegt, diese behielten ihre ursprüngliche nördliche Neigung bei. Auch manche Überkippungen, kleinere Überschiebungen und andere örtliche Störungen werden wohl mit der Flyschfaltung zusammenhängen. Endlich scheinen gewisse Brüche, wie z. B. die scharfe Bruchfläche an der großen fossilreichen Tithonklippe von Białawoda bei Szczawnica, im Gefolge der Flyschfaltung eingetreten zu sein, während andere, z. B. die Blätter der Klippenreihen der versteinerungsreichen Fazies, den älteren Faltungsperioden angehören.

Am Innenrande der Klippenzone senkte sich die mit terrigenen Sedimenten beladene Austönungszone der Kerngebirge. Dieser Senkung ist es, wie wir gesehen haben, zuzuschreiben, daß der Innenrand der Klippenzone als Bruchrand so scharf hervortritt. Sowie nun die inneren Randbrüche der Kerngebirge die alten Bruchlinien an den Grenzen der Austönungszonen und der nach außen folgenden Erhebungsketten nachziehen, so dürfte auch die südliche Bruchgrenze der Klippenzone dem vormaligen Südrande des ursprünglichen Faltungsbogens der Klippenzone folgen. Mit anderen Worten: sowie die Kerngebirge durch die nacheocänen Senkungen nur die Austönungszonen und höchstens gewisse Randpartien verloren, im übrigen aber die ursprüngliche Ausdehnung beibehielten, so scheint uns auch in der heutigen Klippenzone so ziemlich der ehemalige Bogen erhalten zu sein. Allerdings ragen nur seine Zinnen aus der jüngeren Hülle hervor, die Wurzeln liegen tief im Untergrunde verborgen.

IX. Abschnitt.

Das alte Gebirge der Ostkarpaten.

Erscheinungsform des Gebirges. — Das präpermische Grundgebirge. — Das Auftreten der permisch-mesozoischen Bildungen. — Die Randmulde der Bukowina. — Die Randmulde in der Moldau und in Siebenbürgen. — Das Persanyer und Burzenländer Gebirge. — Die Randmulde in der Marmarosch. — Die Umrahmung des alten Gebirges. — Rückblick und Vergleiche.

Erscheinungsform des Gebirges.

Das siebenbürgische Hochland ist von einem fast ununterbrochenen mächtigen Gebirgsringe von kristallinen Schiefern umwallt. Im Westen durchsetzen namentlich am Szamos einige Breschen diesen Wall, der auch im Osten, im gesunkenen Persanyer Gebirge, schwache Stellen aufweist. Auf kurze Strecken verschwinden hier die kristallinen Schiefer unter dem Mantel jüngerer Bildungen. Die übrigen Partien dagegen, Ost- und Südkarpaten und der Biharstock, ziehen als geschlossene, nur durch Erosion geteilte Gebirgsrücken durch die Landschaft und erheben sich zu beträchtlicher Höhe.

Ost- und Südkarpaten repräsentieren zwar nicht die höchste, wohl aber die massigste Höhenentwicklung der Karpaten. Die Kulminationshöhen der Südkarpaten bleiben nur wenig hinter denen der Tatra zurück, etwas stärker ist schon der Unterschied zu Ungunsten der Ostkarpaten. Im Westen sind aber die großen Höhen auf die kleinen Gebiete der Hohen und Niederen Tatra beschränkt, während im Osten viel breitere und längere Bergmassen in die Höhe von 1800 bis 2000 *m* aufragen. Der geringeren Höhe entspricht auch eine schwächere plistocäne Vergletscherung. Zwar die Zahl der eiszeitlichen Gletscher war sehr groß, die Vereisung beschränkte sich aber größtenteils auf die obersten Talabschnitte. Nur auf diese sind daher auch Kare, Meeraugen und wilde Felsformen beschränkt.

An die Umgebung des alten Gebirges der Ostkarpaten, das uns hier einzig beschäftigen soll, ist nur ganz im allgemeinen eine Hauptwasserscheide gebunden. Das Tal der weißen Theiß und das von Rußpolyana durchschneiden den westlichen Teil der kristallinischen Zone. Östlich davon übernimmt zwar der Hauptzug des Grundgebirges von der Czernahora her die Wasserscheide, gibt sie aber an die Rodnaer Alpen und von da an das niedrigere Alttertiärland an der Innenseite und endlich an das vulkanische Calimangebirge ab, während die eigentliche Höhenregion des Giumelau (1859 *m*), Grientziesul mare (1762 *m*) und Budacul (1864 *m*) von der Goldenen Bistritz, der Neagra und Bistricioara in prächtigen Quertälern durchschnitten wird. Athanasiu[1]) erblickt die Ursache dieses Durchbruches in der Aufschüttung des vulkanischen Calimangebirges an der Innenseite der kristallinen Schieferzone.

[1]) S. Athanasiu. Morpholog. Skizze d. Nordmoldauer Karpaten, Bull. Soc. des Sciences, Bucarest 1899, S. 24.

Als ein eigener Gebirgstypus sondert sich der Vulkankessel des Caliman und der Zug der Hargitta, einen zweiten Typus bildet das Sandsteingebirge, einen dritten das kristalline Grundgebirge. Die oberjurassischen und neocomen Riffkalke, die Permdolomite und kristallinen Kalke nehmen einen zu geringen Raum ein, um den Gebirgscharakter bestimmend zu gestalten; um so wirkungsvoller beleben die Landschaft einzelne besonders mächtige Kalkmassen, wie die blinkende Felsmauer des Nagy Hagymás in Siebenbürgen, die Riesenfelszähne der Pietrile Doamne und das Riff des Rarău in der Bukowina.

Über die Poeana rotunda, den Prisloppaß und über Kirlibaba-Luczyna greift die Oberkreide von der Innen- nach der Außenseite des Grundgebirges über und bewirkt dadurch eine gewisse Gliederung: die Marmaroscher Alpen erscheinen dadurch gänzlich, die Rodnaer Alpen größtenteils von dem bukowinisch-moldauisch-siebenbürgischen Teile abgesondert. Den siebenbürgischen Teil des Grundgebirges bezeichnet man als Gyergó-, den moldauschen als Bistritzagebirge.

Das präpermische Grundgebirge der Ostkarpaten.

Es ist bis jetzt noch nicht gelungen, unter den wechselvollen Felsarten der ostkarpatischen kristallinen Schiefer echtes Urgebirge nachzuweisen. Die Sericit- und Glimmerschiefer, die Quarzite und Kieselschiefer, die kristallinen Kalke, die Gneise und Granulite, die Hornblende-, Chlorit-, Epidot- und Graphitschiefer dieser Region zeigen meistens unverkennbar das Gefüge und die Beschaffenheit von teils klastisch-, teils eruptiv-metamorphen Gesteinen.

In der Bukowina versuchte K. Paul[1]) in der Marmarosch und in den Rodnaer Alpen H. Zapałowicz[2]) eine Gliederung des Schiefergebirges. Seitdem hat das Studium der kristallinen Schiefer eine neue Bahn eingeschlagen, in der sich S. Athanasiu[3]) im Bistritzagebirge bewegte. Er stellte, wie wir schon im zweiten Abschnitte bemerkt haben, gewisse kohlige Kieselschiefer, tonige Kalkschiefer, graphitische Schiefer und Sericitschiefer zur „Schelaformation", ferner erkannte er die eruptive Natur des porphyrartigen Hälleflinta und des kleinkörnigen Gneises mit Biotitschüppchen und blaugrauen Quarzkörnern des moldauischen Pietrosu. Die porphyroiden Felsarten des Pietrosu streichen über die Bistritza in die Bukowina, setzen den Dealu Caldu zusammen und erstrecken sich wohl auch noch über den Giumelau hinaus nach Nordwesten. Auch im Quellgebiete des Czeremosz kommt nach R. Zuber[4]) Hälleflinta vor.

[1]) Geologie d. Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 276.

[2]) Pokutisch-Marmaroscher Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 371.

[3]) S. Athanasiu. Geologische Beobachtungen der nordmoldauischen Ostkarpaten. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 136.

[4]) R. Zuber. Die kristallinen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. Tschermaks Min. Mitt. Wien, III, S. 195.

Zu den eruptiven Gesteinen gehören ferner der Diabas gegenüber der Mündung des Părăul Colbului und vermutlich auch manche von den grünen Schiefern, ferner vielleicht auch der Granulit des Delnițatales in Fundul Moldowi[1]) und der rote Augengneis von Pojorîta in der Bukowina. In dem letzteren Gesteine vermutete B. COTTA[2]) schon 1856 einen Granit. Wenn irgend etwas diese Deutung erschwert, so ist es höchstens die eigentümliche Verbreitung dieses Gneises: als ein schmales Band streicht dieses schöne Gestein, begleitet von feinkörnigem Gneis, nahe dem Außenrande der ostkarpatischen Masse aus der Bukowina bis in die untere Csik und ist selbst noch am Vrf Bâtrina nördlich von Wama Strunga an der Westkante des Bucegiplateaus nachweisbar. Vielleicht wird man bei näherer Erforschung einen Teil davon als schiefrigen Granit, einen anderen als Urgebirge erkennen.

Auch werden die Beziehungen dieses Gesteins zu dem berühmten Eläolithsyenitmassiv des Piricske näher zu erforschen sein. Dieses letztere erregt wohl von allen Intrusivbildungen der Ostkarpaten das größte Interesse. Als eine rundlich begrenzte Masse von 140 *km*² Grundfläche durchsetzt dieses teils grob-, teils feinkörnige Tiefengestein stockförmig die kristallinen Schiefer und Kalke. Obwohl seit vielen Jahren als einziges Vorkommen seiner Art im Bereiche der Alpen und Karpaten ein Hauptzielpunkt mineralogischer Untersuchung, ist dieses Vorkommen doch erst in neuester Zeit durch F. BERWERTH[3]) genügend aufgehellt worden. Der Bau des Syenitstockes entspricht einem Gewölbe. Der durchbrochene Phyllit und Kalkstein ist am Kontakte in Fruchtschiefer, hornfelsartigen Schiefer und Marmor umgewandelt, prächtige Syenitinjektionen dringen aus dem Stocke in das Schiefergebirge.

Das Gesteinsmaterial des Stockes ist nach seiner näheren Zusammensetzung ein Glimmerfoyait. Die durch den blauen Sodalith so auffallend gekennzeichnete Varietät (Ditroit) beschränkt sich ersichtlich nur auf die Oberflächenzone des Gesteinskörpers; durch einen oberflächlichen Umwandlungsvorgang entstand aus dem grauen Eläolith der blaue Sodalith. In reicher Zahl treten im Syenitstocke aplitische und pegmatitische Bildungen und Gänge von tinguaitischem und lamprophyrischem Habitus auf und „so erscheint der Syenitstock des Piricske nach seiner gesamten geologisch-

[1]) Der Granulit tritt im Deinițatale als ein grellweißes Schiefergestein von beträchtlicher Mächtigkeit ungefähr an der Stelle auf, wo in K. PAULS geologischer Karte der Bukowina „Triasdolomit“ verzeichnet ist.

[2]) B. COTTA. Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, VI. Bd., S. 107; vergl. auch HERBICH, Széklerland, S. 73.

[3]) Die näheren Angaben über den Syenitstock von Ditró verdanke ich einer freundlichen Mitteilung meines Kollegen F. BERWERTH, der die besondere Güte hatte, mir noch nicht veröffentlichte Forschungsresultate zur Verfügung zu stellen. Vergl. ferner A. KOCH, Petrogr. u. tekt. Verh. d. Syenitstockes von Ditró in Siebenbürgen, Neues Jahrb. f. Min. Beilagebd. I, S. 133, HERBICH. Széklerland, S. 49. — F. v. HAUER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, Verh. S. 59.

petrographischen Beschaffenheit harmonisch in die große Reihe der von anderwärts bekannten Eläolithsyenitgebiete eingegliedert" (F. Berwerth). Das geologische Alter dieser merkwürdigen Intrusion läßt sich leider nicht mit Sicherheit feststellen.

Den geologischen Bau des kristallinen Schiefergebirges führt K. Paul in der Bukowina auf „mehrfache Antiklinalen und Faltenlinien" zurück. S. Athanasiu läßt in der Moldau nur eine Antikline über die Haupthöhenzone des Bistritzagebirges verlaufen. Mit der Auffassung von Paul läßt sich der Umstand schwer in Einklang bringen, daß im gesamten Schiefergebirge das nordöstliche Einfallen außerordentlich überwiegt und nur ausnahmsweise südwestliches Verflächen vorkommt. Herbich[1]) beobachtete im Gyergógebirge ebenfalls nur nordöstliches bis östliches Einfallen, F. v. Richthofen[2]) in den Rodnaer Alpen „fast söhlige Lagerung" und nur nach der Bukowina zu mehr und mehr nordöstliche Neigung.

Somit scheint man isoklinales, zum Teil flaches Einfallen nach Nordosten und Osten als im ostkarpatischen Schiefergebirge vorherrschend annehmen zu sollen. Bei der großen Breite des Gebirges müssen gewisse Wiederholungen der Schichtenfolge bestehen, nur ist bisher über deren Wesen und Bedeutung nichts sicheres ermittelt.

Das Schiefergebirge der Ostkarpaten ist reich an mannigfaltigen Erzlagerstätten. In einer fast geschlossenen Reihe streichen Manganeisensteinlager von Sara Dorna an der moldauischen Grenze über Dorna Watra, Arsiţa und Aurata nach Nordwesten. Sie sind an eine mächtige Kieselschieferzone zwischen quarzigem Sericitschiefer im Liegenden und Hornblendeschiefer im Hangenden gebunden. Die mächtige Hangendpartie der Kieselschiefer enthält nach B. Walter[3]) ein Gemenge von Manganerzen, Brauneisenstein und Quarz.

Noch weiter reichen die Spuren der kupferführenden Zone. Eine bis zu 40 *m* anschwellende Chloritschieferzone ist mit Eisen- und Kupferkiesen verschieden stark imprägniert; außerdem enthalten einzelne Lagen kompakte Erze. Der Kupfergehalt schwankt in bauwürdigen Partien um 3 Prozent, Adelspartien führen 8, höchst selten bis 15 Prozent. Daß sich in Balánbánya im Gyergóer Gebirge im Chloritschiefer Partien eines massigen Amphibolgesteins finden, scheint einen bedeutungsvollen Hinweis auf die Herkunft des Erzes zu bilden. Bei den bukowinischen Vorkommnissen stellt sich im Hangenden regelmäßig Graphitschiefer ein. Vom Pareu aramei in der Moldau und P. Colbului an der moldauischen Grenze ist dieses Vorkommen über

[1]) F. Herbich. Das Széklerland. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt V, Budapest 1878, S. 74.

[2]) v. Richthofen, Rodnaer Alpen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI. Verh. S. 69.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 365. Über die Erzlagerstätten der Bukowina vergl. Cotta, Jahrb. VI, F. Herbich, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1861, Geolog. Verh. d. nordöstl. Siebenbürgen Mitt. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt I. 1871, Posepný. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, Verh. S. 71. 135, 163, 183. S. Athanasiu. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 143.

Pojorîta fast ununterbrochen nach Fundul Moldowi und darüber hinaus verfolgt. In Vallestina und Paltinis besteht die Imprägnation nur aus Eisenkies, beziehentlich dessen Zersetzungsprodukt, Brauneisenstein. Aber auch weit über die Bukowina hinaus ist diese Erzzone bekannt: ihr gehört das schon erwähnte Lager von Balánbánya und gewisse Kupferkieslager von Rodna in Siebenbürgen und Borsabánya in der Marmarosch an. Noch ein weiteres Erzvorkommen steht mit grünen Amphibolgesteinen in engem Verband: die Magnetit- und Eisenglanzgänge von Russoia bei Kirlibaba und Runk bei Jakobeni.

Das Auftreten der permisch-mesozoischen Bildungen.

Die älteren Forscher, F. v. Hauer und Herbich in Siebenbürgen und K. Paul in der Bukowina gingen von der Voraussetzung aus, daß sich an den Außenrand der kristallinen Schiefer eine permisch-mesozoische „Kalkzone“ und an diese die Flyschzone anlege. Die Kalkzone sollte aus einer

SW Moldowatal NO

Fig. 82. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde im Moldowatale bei Breaza. Bukowina. Maßstab 1 : 25.000.

1 Glimmerschiefer, 2 und 3 Verrucanoconglomerat und Dolomit (Perm), 4 Jaspisschichten, Trias, 5 schwärzliche Schiefer, Trias, 6 Braunjura-Sandstein und Schiefer, 7 und 7a neocome Sandsteine und Mergel: 7 grobbankig, 7a dünnschichtig, 8 Sandsteine und Schiefer der Oberkreide, 8a mächtige Conglomeratmasse, im Val Ardeloia als Scheinklippe hervortretend, 9 schwarze Schiefer und Sandsteine des Alttertiär.

einfachen und einmaligen Schichtenfolge bestehen, deren Schichtenköpfe dem Kristallinischen zugewendet, deren Schichtenflächen vom Flysch überdeckt sind; von innen nach außen sollten immer jüngere Schichten auftreten.

In Wirklichkeit besteht aber die „Kalkzone“ der Ostkarpaten nicht aus einer einfachen Schichtenfolge, sondern aus einer weiten Mulde, und diese Mulde geht an ihrem Außenrande nicht in Flysch über, sondern ist hier durch eine Randzone von kristallinen Schiefern davon getrennt (s. Fig. 82). Man gelangt also bei der Verquerung des Gebirges von der Innenseite aus nicht ausschließlich in immer jüngere Schichten, sondern trifft dieselbe Schichtenfolge zum zweiten Male mit entgegengesetzter Fallrichtung an; man findet keinen Übergang in den Flysch, sondern eine strenge Trennung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge vom oberercetacischen und alttertiären Flysch. Die kristalline Zone am Außenrande ist zwar namentlich im westlichen Gebirgsabschnitte zum Teil durch Brüche abgeschnitten, zum Teil durch die Transgression der Oberkreide verdeckt, aber selbst diese Stellen lassen keinen Zweifel an der geologischen

Rolle einerseits der permisch-mesozoischen Schichtenfolge, anderseits des alttertiär-oberoretacischen Flysches und an dem verschiedenen geologischen Alter ihrer Faltungen.

Der zweite Hauptfehler der älteren Auffassung bestand in der Verkennung der Tatsache, daß die Ablagerung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge wiederholte Unterbrechungen erfahren habe und diese Ablagerungen durch wiederholte Denudationen angegriffen und zum Teil zerstört wurden. Den dritten Hauptfehler endlich bildete die mangelhafte Auffassung der geologischen Rolle der Oberkreide. Leider hat sich

Fig. 83. Die große ostkarpatische Randmulde im Moldowatale bei Pojorita, Bukowina. Die beiden Kegelberge (Adam und Eva) entsprechen dem Verrucanoconglomerat und Dolomit des Innenflügels, rechts davon erhebt sich das kristalline Schiefergebirge, links ist das Tal von Fundul Pojorita in die Muldenmitte eingesenkt. Die im Hintergrunde auftauchenden Berge Rarău und Pietrile Doamne hat das Klischee nicht wiedergegeben.

früher niemand die Mühe genommen, die schon in den Dreißigerjahren bei Kirlibaba an der Innenseite des kristallinen Schiefergebirges von Lill[1]) nachgewiesenen Cenomanconglomerate mit *Exogyra columba* über das Gebirge hinweg an den Außenrand zu verfolgen, man hätte hiedurch die Überzeugung gewinnen können, daß auch den Außenrand des älteren Gebirges der Ostkarpaten ein Band von Oberkreide umschlinge.

Die permisch-mesozoischen Ablagerungen treten übrigens nicht nur nahe dem Außenrande der kristallinen Schieferzone, sondern auch mitten im Be-

[1]) Journal d'un voyage géol. en Bukowine, en Transsylvanie et dans le Marmarosch. Mém. Soc. géol. France I, Mém. Nr. 13, p. 255.

reiche und selbst nahe der Innenseite der Schieferzone in einseitig gehobenen, durch Längsbrüche abgeschnittenen Schollen auf. Als Beispiele erwähnen wir den langgedehnten Zug von Verrucanoconglomerat und -dolomit in Manztal, Pucios und Eisental bei Jakobeni, ferner zwei kleinere, auch Triasschiefer umfassende Schollen in Valea Putna und den permischen „Zeugen“ Vithavas im Gyergóer Gebirge. Offenbar war vordem die gesamte kristalline Schieferzone von den permisch-mesozoischen Ablagerungen überzogen, nur vereinzelte, an Brüchen oder durch Faltung versenkte Schollen entgingen der Zerstörung.

Am tiefsten versenkt und daher auch am erhaltungsfähigsten ist die Mulde nahe am Außenrande, die sogenannte „Kalkzone“ (s. Fig. 83). Die Breite dieser Mulde beträgt in Breaza in der Bukowina nur 1·8 *km*, zwischen Kimpolung und dem Raräu dagegen 7·7 *km* und in Siebenbürgen gar bis zu 11 *km*. Der Innenflügel ist meistens sehr einfach und regelmäßig gebaut: er besteht aus einem nach Nordosten, beziehentlich Ostnordosten geneigten Felsbande von Verrucanoconglomerat und Verrucanodolomit. Darauf folgt ein Band von roten Triasschiefern und Jaspisschichten und über diesen oft noch schwärzliche Triasschiefer. Damit schließt aber in allen Fällen die ununterbrochene Schichtenreihe und viel jüngere liasische, jurassische, neocome oder selbst obercretacische Ablagerungen nehmen in ziemlich regelloser Verteilung die Muldenmitte ein. Nach Verquerung der Muldenmitte gelangt man in den Außenflügel, der aus denselben Bildungen wie der Innenflügel, also aus Triasschiefer, Permdolomit und Permquarzit, zusammengesetzt, häufig jedoch etwas verwickelter gebaut ist. Er zeigt die entgegengesetzte Neigung wie der Innenflügel, kann aber auch in einzelnen Fällen schief umgelegt sein. An seinem Außenrande tritt eine mehr oder minder breite Zone von Glimmerschiefer als Unterlage hervor. An den Außenrand legt sich entweder direkt die Oberkreide an oder es schaltet sich noch eine Zone von neocomen kalkigen Karpatensandsteinen ein.

Die Randmulde der Bukowina.

In der Bukowina[1]) erstreckt sich die Randmulde parallel zum Gesamtstreichen aus dem Quellgebiete des Saratabaches an der galizischen Grenze über Bobeika, Luczyna, Breaza, Fundul Moldowi, Pojorîta und Kimpolung nach Südosten bis in die Gegend des Raräuplateaus. Der Innenflügel der Mulde verläuft längs der ganzen Strecke als ein ununterbrochenes, schmales Felsband hin; der Außenflügel zeigt größere Komplikationen und teilweise Unterbrechungen. Wir können hier unmöglich die Abänderungen des

[1]) A. v. Alth. Mineralquellen der Bukowina. Neues Jahrb. 1848. Gebirgsprofil und Hebungen in Ungarn und Südrußland, Neues Jahrb. f. Min. 1841, S. 347; K. Paul. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876. — V. Uhlig. Vorl. Bericht geolog. Reise Gold. Bistritz. Sitzungsber. d. k. Akademie, 98. Bd., 1889, S. 730. Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. ebdas., 106. Bd., 1897, S. 190.

geologischen Baues schrittweise verfolgen, sondern müssen uns mit einigen Profilen und dem Hinweise auf einzelne Haupterscheinungen begnügen.

Von der Einfachheit des Baues im nördlichen Teile gibt das Profil des Stirbul (Fig. 84) eine Vorstellung. Hier fehlt der Außenflügel gänzlich, der in dem durch Werfener Schiefer ausgezeichneten Tatarkatale angedeutet, aber erst im Pareu Fagetele in Breaza zusammenhängend ausgebildet ist. In der schmalen Mulde von Breaza (s. Fig. 82) liegen Sandsteine und Schiefer des Dogger, eine schmale Zone von neocomen Mergelkalken und Sandsteinen schiebt sich hier zwischen den kristallinen Außenrand und die Oberkreidehülle ein. Bei Sadowa erweitert sich die Mulde immer mehr und mehr, die Komplikation nimmt zu. Der Innenflügel ist am Dealu Cailor um 500 *m* quer verschoben, bei Pojorita durch Bruch verdoppelt (s. Fig. 11). Am Außenflügel erscheinen bei Sadowa zwei, in Valea seaca in Kimpolung eine Glimmerschieferzone, aber erst südlich von Valea Isvorului alb behauptet sich der Glimmerschiefer bis nahezu an das Südende des alten Gebirges in der Csik ununterbrochen als breite Außenrandzone.

SW Stirbul NO

d d a b a b' c d d' e

Fig. 84. Profil der ostkarpatischen Randmulde bei Luczyna.

a Glimmerschiefer, *b* grauer Gneis, bei *b'* Augengneis (Orthogneis), *c* Verrucanodolomit (Perm), *d* transgredierende Oberkreide, weißer grobbankiger Sandstein und grauer Mergel, *d'* plattiger Sandstein mit blaugrauen Mergellagen, *e* schwarze Schiefer und kieselige Sandsteine (Schipoter Sch.), Alttertiär

In der Region ihrer größten Breitenentwicklung südlich von Kimpolung ist die Mulde durch eine steile, vom Außenrande ausgehende sekundäre Antikline in zwei Partien geteilt, eine breitere innere Partie zwischen dem Innenflügel und der sekundären Antikline und eine viel schmälere äußere Partie zwischen dieser und dem Außenflügel. Da überdies der Außenflügel eine Verdopplung durch sekundäre Faltung und Bruch erfährt, so ergibt hier die geologische Karte ein ziemlich buntes Bild. Der Außenflügel senkt sich im Valea Isvorului alb in drei kleinen Wellen von Verrucanodolomit zur Mulde (s. Fig. 85). Die sekundäre Antikline zweigt sich an der Obcina Arsita bei Slatiora vom Außenflügel ab, ist im Valea Isvorului alb von cretaceischen Bildungen überdeckt und taucht als eine kleine Kuppel von Glimmerschiefer und Verrucano im Valea seaca nochmals unter Neocomsandstein auf.

Bei Slatiora wendet sich die Permzone des Außenflügels nach Süden und dann nach Westen, um sich über Bădka niagri quer über den Hauptkamm mit dem vom Rarău über moldauisches Gebiet herüberstreichenden Innenflügel zu vereinigen. Wie eine flache Schüssel liegt auf der Höhe des moldauisch-bukowinischen Grenzkammes die große mesozoische Mulde vor den Augen des Beobachters.

Größere Schwierigkeiten als die Umrahmung bereitet die Muldenfüllung dem sichtenden Geologen. Den eigentlichen Untergrund der Mulde bilden besonders im Raräugebiete die untertriadischen Jaspisschichten. Darüber liegen unregelmäßig verteilt Unterlias, Dogger, Tithon und Neocom und Oberkreide. Der rote Adneter Knollenkalk des Unterlias findet sich als winziges Denudationsrelikt nur an einer Stelle im Valea seaca. Die dunkeln, glimmerreichen und conglomeratführenden Schiefer des braunen Jura bevorzugen einen an den Innenflügel sich anlehnenden Streifen in Pojorîta und Fundul Pojorita, einen zweiten beim Kloster Raräu auf moldauischem Boden[1] und einen dritten im Valea Isvorului alb am Rande der sekundären Antikline (s. Fig. 85). In Pojorîta ist eine Triaskalkmasse als echte Klippe vom Posidonienschiefer des braunen Jura umhüllt.

Die Tithon- und Neocomkalke treten als mächtige, bald klippen-, bald mauerförmige Massen besonders im südlichen Teile der Mulde auf (s. Fig. 86). Der 1653 *m* hohe Raräu bildet die mächtigste dieser Massen. Wenn in der älteren Literatur von den jurassischen Klippenkalken der Bukowina die Rede ist, so sind hauptsächlich diese Kalke gemeint. Einzelne von ihnen gehen am Rande teils allmählich, teils unvermittelt in graue sandige Tone und Mergel über und bilden vermutlich ursprüngliche kleine Riffe. Andere sind Denudationsrelikte.

[1]) S. Athanasiu, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 134.

SW. NO.
1389m 1018m Kimpolung Isvorulalb Obercretac Hüllzone 500m Innenflügel Aussenflügel Aussenflügel

Fig. 85. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde bei Kimpolung, entlang dem Bache Isvoru albu. Maßstab ungefähr 1 : 27.000.

1 Glimmerschiefer, 1*a* roter granitischer Augengneis (Orthogneis), 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit, Perm, 4 Jaspisschichten (untere und mittlere Trias), 5 Dogger, schwarzer Schiefer und Conglomerat mit *Sphaeroceras* sp., bei *1* mit einem großen Block von Triaskalk, 6 neocome Sandsteine, an der Basis eine rote tonige Lage (6*a* Tithon?), 7 Caprotinenkalk (Neocom), 8 Oberkreideconglomerat, 9 Sandstein und Schiefer der Oberkreide, 10 schwarze Schiefer, Alttertiär.

Fig. 86. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde über den Rareu (= Rarău) bei Kimpolung. Maßstab 1 : 50.000.
1 Glimmerschiefer, 1a roter granitischer Augengneis (Orthogneis), 1b kristalliner Kalk, 2 Verrucanokonglomerat, 3 Verrucanodolomit, Perm, 4 Jaspisschichten (untere und mittlere Trias), 6 sandige Neocomgesteine, 7 Caprotinenkalk und Ton mit Ammoniten und Korallen, 8 Konglomerate der Oberkreide, 9 Schiefer und Sandsteine der Oberkreide, 10 schwarze Schiefer des Alttertiär.

Als Klippen kann man sie nicht bezeichnen, da sie jetzt nicht ersichtlich von jüngeren Schichten umhüllt sind. Daß sie aber vordem von Oberkreide umgeben waren und wirkliche Klippen bildeten, ist sehr wahrscheinlich, denn der etwas tiefer gelegene Mittelteil der großen Mulde ist in Isvorul alb, Valea seaca und Fundul Pojorîta erfüllt von schwärzlichen und grauen Schiefern und Tonen mit zahlreichen größeren und kleineren Blöcken von neocomem Korallenkalk.

Aus dieser wahrscheinlich obercretacischen Bildung stammt wohl die von Paul im Valea seaca aufgefundene, aber nicht weiter beachtete *Actaeonella*. Vermutlich hat die obercretacische Detritusbildung ehedem höher hinaufgereicht und auch die großen Korallenkalkmassen umhüllt, die jetzt wieder durch Denudation von ihrer ehemaligen Hülle befreit sind. Wo diese obercretacische Ablagerung erhalten blieb, ist der Boden mit Riesenblöcken besät; klippenartig ragen regellos verteilte rundliche Kalkmassen aus den üppigen Hochwiesen auf und verleihen der Landschaft ein eigenartiges Gepräge (s. Fig. 87). Enthalten diese Kalkblöcke keine deutlichen Versteinerungen, so ist es oft freilich nicht möglich, ihre Herkunft zu bestimmen; Neocomblöcke liegen hier neben Serpentinblöcken und ihnen mögen sich manche Triasblöcke und Sandsteinfragmente aus Trias- und Jurageseinen beimengen.

Tithon- und Neocomgesteine lehnen sich auch an den Außenflügel und die sekundäre Antikline an und erfüllen, eng zusammengepreßt und in komplizierte Fältchen gelegt (s. Fig. 85, 86, 88) die äußere Partial-

mulde. Bei der klastischen Natur dieser Gesteine und ihrer Verbindung mit mächtigen Conglomeraten und Sandsteinen (Muncelsandstein) kann es nicht befremden, daß auch sie Klippen und Blöcke von Triaskalk einschließen. Die große Triaskalkklippe des Valea mare mit ihrem mächtigen Geschiebemantel, die kleineren Klippen von Hallstätter Kalk in Vale Mesteacan, von rhätischem Kalk in Fundul Pojorîta und an den Gehängen des Moldowadurchbruches gehören dieser tithonisch-neocomen Zone an (s. Fig. 12 bis 14, 87).

Unzweifelhaft erfolgte in der Bukowina Denudation und mit ihr Klippenbildung in verschiedenen Perioden: Triasblöcke und Klippen

Fig. 87. Klippenartige Kalkblöcke in der Oberkreide der ostkarpatischen Randmulde in Fundul Pojorîta, Bukowina.

Der Vordergrund bildet die Höhe zwischen dem Tale Valea seaca und Fundul Pojorîta. Aus den Tongesteinen ragen rechts am Bildrande Korallenkalkblöcke hervor. Der Hintergrund rechts gehört dem kristallinen Gebirge an, links erkennt man die Felszähne der Pietrile Doamne (Caprotinenkalk).

wurden zuerst in Gesteine des braunen Jura eingehüllt, später in die klastische Tithon- und Neocomserie; noch später wurden tithonische und neocome koralligene Kalke in die Blockbildungen der Oberkreide aufgenommen. Aber nicht alle in „Klippenform“ auftretenden Gesteine sind hier echte, von jüngeren Gesteinen umhüllte Klippen; wir müssen daneben, wie im III. Abschnitte bemerkt wurde, auch primäre Kalkriffe unterscheiden, deren schiefrige Umgebung gleichzeitig mit dem Riffkalk abgesetzt wurde.

Durch den Zusammenschluß des Innen- und Außenflügels der Randmulde südlich vom Rarău verschwindet die permisch-mesozoische Auflagerung vom kristallinen Untergrunde. Kaum 2 *km* weiter südlich tauchen

neuerdings permische Gesteine auf. Sie krönen als ein fast 14 *km* langes und kaum 1 *km* breites Felsband den bukowinisch-moldauischen Grenzkamm zwischen Hrebin, Tarniţa und Alunisu bis an die Südostspitze der Bukowina. Der Moldau ist ein Schichtkopf von Verrucanoconglomerat und -dolomit zugekehrt, auf der Schichtfläche ruht auf dem österreichischen Abhange ein vermutlich neocomer Sandstein mit vielen Grundgebirgsbrocken. An den Sandstein stößt der Glimmerschiefer des Außenrandes offenbar unter Bruch an. Hier blieb also nur der Innenflügel der Mulde erhalten, der Außenflügel fiel in höherem Niveau der Denudation anheim.

Fig. 88. Faltungen der tithonisch-neocomen Sandsteine und Schiefer im Moldowatale zwischen Kimpolung und Pojorita, Bukowina.

a rote Mergelschiefer mit *Aptychus imbricatus*, Tithon, *b* dünnschichtige Sandsteine, *c* kalkige dünnschichtige Sandsteine und Schiefer, *d* grobbankige Sandsteine und Conglomeratbänke, *d'* massige Sandsteine (Muncel-S.), *e* graue Schiefer, *t* kleine Blockklippe von hellem rhätischen Kalk im Sandstein.

Die Randmulde in der Moldau und in Siebenbürgen.

An der Südspitze der Bukowina keilt der Tarniţaflügel der Randmulde aus. Vergebens sucht man auf moldauischem Boden 30 *km* lang seine Fortsetzung. Erst an der Mâgura bei Grinţesu mare nahe der siebenbürgischen Grenze ist ein Denudationsrest der Randmulde erhalten. Eine zweite bogenförmige Partie liegt am Presecaribache, halb auf moldauischem, halb auf siebenbürgischem Boden. Sie enthält die Klippen des Vöröskö bei Tölgyes. Zwei weitere Denudationsreste nehmen das Plateau der Piatra Argenteria nördlich von Holló und das der Pietra siesu Comanicu bei Tölgyes ein; über dem Verrucano- und Triasschiefer liegt hier Caprotinenkalk, dort Sandstein des braunen Jura. Bei Tölgyes endlich greift Caprotinenkalk unmittelbar über das Grundgebirge.[1])

Südlich der Bistricioara schließen die Sedimentärbildungen wieder zu einer kompakten, bis an das Südende des ostkarpatischen Grundgebirges verfolgbaren Mulde zusammen. Der Bau der Randmulde ist derselbe wie in der Bukowina. An den flach und nach Osten einfallenden permischen Innenflügel schließen sich vorwiegend Trias und Jura, an den entgegengesetzt und steiler geneigten auch etwas komplizierter gebauten Außenflügel vorwiegend untercretacische Caprotinenkalke an; die Mitte ist zumeist von

[1]) Betreffs der Randmulde in der Moldau und Siebenbürgen ist zu vergleichen: Hauer u. Stache. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863. — F. Herbich. Széklerland. — Grig. Stefanescu. Anuarulŭ Biorului geologicŭ. Anul III, Bucuresci 1888, p. 4. — V. Uhlig, l. c. — S. Athanasiu, l. c. — G. Primics. A. keleti kárpátok geologiai viszonyai Ertekezések a termeszettudományok köreből XIV, 1884. — Th. Szontágh. Földt. Közl. 1896. S. 383.

Fig. 89. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde im nordöstlichen Siebenbürgen, südlich von Tölgyes. Maßstab 1 : 50.000.

1 Glimmerschiefer, 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit (Perm), 4 Triasschiefer, 5 Sandsteine des Dogger, 7a neocome Kalkschiefer und Sandsteine am Außenrande, 8 Oberkreideconglomerate; am Westabhange des Hegyes mit großen Blöcken von Neocomkalk mit Korallen.

Fig. 90. Durchschnitt durch die ostkarpatische Randmulde im nordöstlichen Siebenbürgen. Maßstab ungefähr 1 : 52.000.

1 Glimmerschiefer, 1a Augengneis (Orthogneis), 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit (Perm), 4 Triasschiefer, 5 Sandstein des Dogger, 7 Caprotinenkalk, Neocom, 7a neocome Kalke und Sandsteine am Außenrande, 8 Oberkreideconglomerat.

mächtigen Oberkreideconglomeraten mit zahllosen, zum Teil großen Blöcken der älteren Gesteine, besonders von Tithon- und Neocomkalk, erfüllt. Die Zone der kristallinen Schiefer am Außenrande der Mulde ist hier bis zu 2 *km* breit; erst im südlichsten Teile des Zuges greift die Oberkreide der Mulde über den Außenrand, so daß im Javardi-, Sötel- und Görbepatak nur drei Partien von Permgesteinen und Glimmerschiefer den Außenflügel markieren.

Der nördliche Teil der siebenbürgischen Randmulde südlich von Tölgyes ist fast ganz von den mächtigen Conglomeratschichten der Oberkreide eingenommen. An einzelnen Stellen überschütten sie sogar gänzlich den permischen Innenflügel. Der Außenflügel zeigt hier in Kisere und bei Zsédánypatak komplizierte Wiederholungen des Permbandes und ist durch das Vorkommen von Braunjura ausgezeichnet (s. Fig. 89). Weiter südlich gelangt man am Bardoshegy und am Csuhard nördlich vom einsamen Vöröstó in den berühmten Trias- und Jurazug des Gyilkos-kö und Nagy Hagymás. An die permische Umrahmung legen sich zunächst da und dort triadische Schichten, leider nur in dürftigen Spuren erhalten, an. Am Fuße des Gyilkos-kö erscheinen sie auch im mittleren Teile der Mulde. Dann folgen nach Osten geneigt Sandsteine und Kalksteine des Braunen Jura, in der Umgebung des Vöröstó breit entfaltet (Fig. 90), nach Süden hin immer schmäler werdend. Darüber erheben sich als eine gewaltige weiße Felsmauer (s. Fig. 15) die Kalke der Acanthicusschichten und des Tithon. Sie gehen nach Osten ohne deutliche Grenze in die Caprotinenkalke der Unterkreide über, die bis

Fig. 91. Tithonkalk des Egyeskö bei Bálanbánya auf Triasgesteinen aufruhend.
Aufnahme von L. von Lóczy.

an den Außenflügel der Mulde reichen. Am Vöröstó ist der mächtige Kalkschichtkopf ungefähr 3 *km* vom Permband des Innenflügels entfernt, weiter südlich reicht der Tithonkalk, indem er sich zugleich am Nagy Hagymás bis zu 1793 *m* erhebt, fast bis an das Permband heran. und hat hier teils Braunjura, teils Splitter von Adnether Kalk, Hallstätter Kalk und triadische Schiefer zur Unterlage. An der Kurmatura bei Balánbánya sind Randpartien der Kalkmauer durch Denudation abgesprengt. wie der schlanke Felskegel Egyeskö, der klippengleich aus dem Dunkel des Tannenwaldes aufragt (s. Fig. 91). Nach Süden hin wird der Jurazug immer schmäler und verschwindet zwischen Szakadat und Naskalat, ohne das Südende der Mulde zu erreichen.

Der Caprotinenkalkzug ist oberflächlich nicht so kompakt entwickelt wie der Jurakamm: umhüllt von den Conglomeratschichten der Oberkreide erscheint er in ein Heer von größeren und kleineren Klippen aufgelöst, die

Fig. 92. Tithon-Neocomkalkklippe umhüllt von Oberkreideconglomerat am Wege von Háromkut (Kis Békás) zum Szalok.

1 weißer, koralligener Tithon-Neocomkalk, 2 Cenomanconglomerat mit runden Geschieben von Tithon-Neocomkalk, Gneis und anderen Gesteinen, Einzelne Geschiebepartien kleben an der Wand der Klippe Gesamthöhe der Klippe über dem Boden 5 bis 6 *m*.

den östlichen Teil der Randmulde bis an den Außenflügel einnehmen und im südlichsten Abschnitte zwischen Naskalat und Pogany havas bei Szép-vis fast die ganze Breite der immer schmäler werdenden Mulde ausfüllen (s. Fig. 92).

Das Persanyer und Burzenländer Gebirge.

Die südlichsten Teile der ostkarpatischen Randmulde können wir hier nur mit flüchtigem Blicke streifen.[1])

[1]) Aus der reichen Literatur über das Persanyer Gebirge und die Kalkzone der Südkarpaten heben wir hier nur folgende Werke hervor: F. v. Hauer u. G. Stache, l. c. — Herbich, l. c. — D. Stur. Beitr. z. Kenntn. d. Liasabl. v. Neustadt, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 341. — Meschendörfer. Geologischer Bau der Stadt Kronstadt, Festschrift, Kronstadt 1892. — A. Koch. A Brassói Hegység földtani szerkezetéről. Schr. d. k. ung. Akad. d. Wissensch. XVII, Budapest 1887. — Simionescu, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 9—52. Studii geologice și paleontol. din Carpații Sudici I, II. Bucuresci 1898. Untercenomanfauna. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 269. Barrêmefauna. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 131. — Popovici-Hatzeg. Bull. Soc. géol. France. 3. sér. XXV, p. 549, 669. Étude géol. des env. de Campulung et de Sinaia. Paris 1898. — K. Redlich. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 77. — F. Toula. Neues Jahrb. 1897. I, S. 142, 221.

Im Persanyer Gebirge, das vom Gyergóer Gebirge durch die Ausläufer der vulkanischen Hargitta abgeschnitten ist, finden sich dieselben Formationen wie im Gyergóer Gebirge vor, vom Glimmerschiefer und dem im Comanatale nachweisbaren Verrucanoconglomerat und -dolomit angefangen bis zur Oberkreide. Glimmerschiefer erscheint gleich am Nordrande bei Vargyas, dann im Comana- und Veneziatale; da sich aber die Triasablagerungen, Werfener Schiefer, Muschelkalk, bunte Schiefer und koralligene Kalke, westlich von der Glimmerschieferzone befinden, so entspricht diese wohl nicht dem eigentlichen Gebirgsrückgrat, sondern der Außenrandzone der Mulde. Unter dieser Voraussetzung deutet die Leitlinie des Persanyer Gebirges eine Verschiebung nach Westen an; das Gebirge ist zugleich stark gesenkt und erstickt sozusagen unter der schweren Hülle der Oberkreide.

In der Gegend von Vledény schwenkt die Leitlinie wieder nach Osten und gelangt am Kegelberge von Zeiden in das Burzenländer Gebirge. Keine Spur von Trias und Perm ist hier bisher entdeckt worden und so entfallen jene Randzonen, welche die mesozoische Mulde im Gyergóer Gebirge und in der Bukowina so regelmäßig umfassen. Dennoch besteht auch hier eine im allgemeinen ziemlich flache Mulde, die mit südsüdwestlichem, dann mit südwestlichem Streichen nach Rumänien übergeht und den Rand des Fogarascher Massivs überdeckt. Der Innenrand der Mulde ist durch den Jurazug des Zeidner Berges, weiter südlich durch die meilenlange imposante Felsmauer des Königssteines (2241 *m*), der Außenrand durch die kristalline Schieferzone des Munte Leota und M. Lacu gegeben. Kohlenführende Grestener Schichten, oberliasische Sandsteine, Braunjura und die oberjurassisch-neocomen Korallenkalke, lokal auch Cephalopodenkalke, bilden das Baumaterial der Mulde, zeigen aber innerhalb dieses Raumes eine selbständige Verbreitung. Bei Rucar in Rumänien erscheint die Mulde im Süden abgeschlossen, die kristallinen Schiefer des Leotazuges vereinigen sich bei Dragoslavele mit dem Massiv der Fogarascher Alpen; bei Câmpolungh setzt sich nochmals eine kleine Partie von Juragesteinen an den Südrand des kristallinischen Massivs an (s. d. tekt. Karte).

An die kristalline Schieferzone des Vrf Leota und M. Lacu legen sich östlich am Rande des Bucsecs (Bucegi) abermals Braunjura und jurassisch-neocome Korallenkalke an, so daß hier nebst der Hauptmulde eine östliche Nebenmulde angedeutet erscheint. Untergeordnete Längsbrüche scheinen die Juradecke der Nebenmulde des Bucsecs zu durchschneiden, da an mehreren Stellen wie am Vrf Bătrine am Westrande, besonders aber im Jalomiţatale am Ostrande der Juradecke kristalline Schiefer zum Vorschein kommen. Die übermächtige Auflagerung der Bucsecsconglomerate verhüllt hier manches Detail des geologischen Baues. Die kristalline Schieferzone des M. Leota und die östliche Nebenmulde verschwinden ungefähr am Nordrande des Bucsecs, ohne die Gegend des Weidenbaches und das Gebiet von Kronstadt zu erreichen. Augenscheinlich sind diese Zonen hier an Brüchen versenkt und durch Oberkreide überdeckt. Die relative Tiefen-

lage des Kronstädter Gebietes dürfte mit derartigen Vorgängen im Zusammenhang stehen. Die Gegend von Kronstadt, die Abhänge des Königssteines bei Moëcs und Törzburg, die Schluchten des Bucegiplateaus bieten ein geologisches Bild von seltener Schönheit und Großartigkeit: an 1000 *m* mächtig türmen sich hier die Conglomeratmassen in fast schwebender Lagerung auf (vergl. Fig. 93), umhüllen und bedecken die jurassisch-neocomen Korallenkalke und enthalten nicht nur ungemessene Mengen gerundeter Tithon- und Neocomblöcke, sondern auch mehr als hausgroße Kalkmassen, die man geneigt sein könnte, für anstehendes Gebirge zu halten, wären sie nicht in prächtigen Aufschlüssen als Blöcke erkennbar.

Fig. 93. Das Bucseesconglomerat in der Schlucht zwischen La Omu und Gaura.
Die schwebend gelagerten Schichten bestehen von unten bis oben aus dem cenomanen Bucseesconglomerat. Die hellen Felsmassen nahe dem Rande rechts und links bilden riesige Tithon- oder Neocomkalkblöcke.

Nirgends kann man deutlicher als z. B. am Königsstein oder am Bucsecs die diskordante Anlagerung der Oberkreide an eine, schon vor dieser Periode gehobene jurassisch-neocome Kalkmasse beobachten, nirgends kann man die Auflösung kompakter Jura- und Neocomzüge in Reihen von Klippen leichter verfolgen als hier. Die wahrhaft enormen Massen von Jura- und Neocomblöcken in diesen Conglomeraten geben ein beredtes Zeugnis für die Größe der Denudationsarbeit ab, die hier vom Wellenschlage des Oberkreidemeeres geleistet wurde und die an manchen Punkten, wie z. B. zwischen O-Tohan und Wolkendorf, zu einer völligen Entfernung des Kalkzuges geführt zu haben scheint.

Die Randmulde in der Marmarosch.

Schon im nordwestlichen Teile der bukowinischen Kalkzone ist der Außenflügel der Randmulde teilweise niedergebrochen. In der Marmarosch ist das in noch viel höherem Grade der Fall. Abbruch und obercretacische und alttertiäre Überdeckung spielen hier eine so große Rolle, daß nicht mehr eine ununterbrochene „Kalkzone“, sondern nur ihre dürftigen Fragmente nachweisbar sind.

Man kennt an mehreren Punkten Verrucanoconglomerat und -dolomit, darüber bunte Schiefer und Sandsteine, nach F. v. HAUER[1]) den Werfener Schiefern ähnlich. H. ZAPAŁOWICZ[2]) nimmt auch das Vorhandensein von Triaskalk an. Diabas, Diabasporphyrit und Tuff sind namentlich durch ZAPAŁOWICZ in großen Stöcken am Czywczyn bei Suligul, am Farcheu und Rugasiu nördlich von Ruszpolyana und am Pietros bei Bogdan nachgewiesen.

Große obercretacische und eocäne Schollen transgredieren tief in das kristalline Gebirge, andererseits beweisen die kleinen, im Flysch nördlich der Hauptzone vorkommenden Klippen von kristallinen Schiefern, die Kalk- und Melaphyrklippen bei Körösmezö und die Juraklippe von Szinéver Polyana bei Ökörmezö die ehedem weite Ausdehnung des vorcenomanen Gebirges. Nach den gegenwärtig vorliegenden Anhaltspunkten läßt sich auch nicht eine Vermutung über die ehemalige Beschaffenheit der Randmulde in der Marmarosch wagen. Vielleicht aber werden spätere Untersuchungen über diesen am schwersten zugänglichen Teil der Karpaten etwas mehr Licht verbreiten.

Die Umrahmung des alten Gebirges.

Eine obercretacische und eine eocäne Zone umgeben das alte Gebirge und verleihen ihm den Charakter einer Insel. Oberkreide transgrediert, wie wir sahen, über große Teile des Grundgebirges und bewirkt dessen Zerteilung in kleinere Inseln; sie greift in die große Randmulde ein und verwandelt die mesozoischen Kalkzüge in einen Kranz von kleineren und größeren Klippen.

Die Kreidezone der Innenseite verläuft aus der Marmarosch über den Prisloppaß, Kirlibaba, Poeana rotunda, den Ousor bei Dorna nach Glodu in der Moldau. Weiter südlich ist sie durch vulkanische Aufschüttungen der Beobachtung entzogen. In dieser Zone hat zuerst LILL die unmittelbare Auflagerung von Conglomeraten und Sandsteinen mit *Exogyra columba* auf kristallinen Schiefern in Kirlibaba erkannt; später hat A. v. ALTH am Jedul bei Kirlibaba cenomane Ammoniten.[3]) H. ZAPAŁOWICZ an mehreren

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, S. 407.

[2]) H. ZAPAŁOWICZ, Marmaroscher und pokutische Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 361. Vergl. ferner A. v. ALTH, Ausflug in die Marmaroscher Karpaten Mitt. d. geogr. Gesellsch. Wien II. — A. GESELL, Geol. d. Máramaros, Jahrb. d. ung. Karpatenver. VIII. — TH. POSEWITZ, Aufnahmeberichte.

[3]) L. SZAJNOCHA, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 87.

Punkten der Marmarosch die *Exogyra columba* aufgefunden. In Glodu in der Moldau wurden Exogyrensandsteine und Inoceramenmergel nach Art der Puchower Schichten nachgewiesen.[1])

Die gewaltige Mächtigkeit der Conglomerate der transgredierenden Serie bezeugt den großen Umfang der Abtragung, die hier stattgefunden hat; auf weite Strecken wurde die gesamte permisch-mesozoische Auflagerung entfernt, denn wir sehen an der ganzen Innenseite die Exogyrengesteine unmittelbar auf dem kristallinen Grundgebirge auflagern, wir sehen sie beim Gestüthofe Luczyna sich weit in das kristalline Gebirge hinein erstrecken, während sich etwas weiter nach außen permische Sedimente erhalten haben. Die Natur der Inoceramenmergel beweist hier ähnlich wie im Waagtal und in den Pieninen eine Vertiefung des Meeres in der jüngeren Periode der Oberkreide.

Am Außenrande besteht die Oberkreide aus Conglomeraten und Sandsteinen (Uzer Sandstein), blaugrauen Schiefertonen und kalkigen Sandsteinschiefern. Bei Kimpolung kaum 300 *m* mächtig, erweitert sie sich im Streichen zu großen Bergzügen, so besonders am Ciahläu, an der Stänişoara in der Moldau und am Csukas in Siebenbürgen. Versteinerungen sind hier am Ghymespasse (Lill), an der Stänişoara,[2]) in Comarnic im Prahovatale, im Uzer Sandstein, in den Bucegiconglomeraten, und bei Ŭrmös[3]) aufgefunden.

Bei Kimpolung in der Bukowina und nördlich davon grenzt die Oberkreide unmittelbar an das alte Gebirge. Von Gemine südlich von Kimpolung dagegen bis in die Wallachei schiebt sich zwischen die kristalline Randzone des alten Gebirges und die Oberkreide ein mächtiges Band von kalkigen Karpatensandsteinen der Unterkreide ein. Im südöstlichen Siebenbürgen teilt sich dieses Band durch Auflagerung und Einfaltung von Oberkreide in mehrere Streifen (s. d. tekt. Karte).

Am Kontakte mit den kristallinen Schiefern der Randzone zeigen die Neocomgesteine häufig ein gegen das alte Gebirge gerichtetes Einfallen, sie sind ferner in überaus wechselvolle, enge Sekundärfalten gelegt und bekunden dadurch in ähnlicher Weise wie der Außenflügel der großen Randmulde, daß die Region des Außenrandes des kristallinen Grundgebirges besonders intensiven Pressungen unterworfen war.

Wie ist nun der merkwürdige Umstand zu erklären, daß zwischen dem neocomen Karpatensandstein und dem Grundgebirge nirgends auch

---

[1]) V. Uhlig, l. c. — S. Athanasiu. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 82.

[2]) S. Athanasiu, l. c. p. 130.

[3]) Vergl. Paul, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 685. — Popovici-Hatzeg, l. c. S. 108. — Pilide. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 71. — J. Simionescu. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 8. Fauna cretac. sup. de la Ŭrmös. Bucuresci 1899. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 37. — Herbich. Széklerland. S. 251. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 368. — J. Böckh. Verh. v. Sosmező. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt XII, S. 136.

nur eine Spur von älteren mesozoischen Gesteinen zu erkennen ist? Daß solche Ablagerungen vor Absatz des Neocom denudiert wurden, ist wenig wahrscheinlich; die Annahme eines Längsbruches oder einer Senkung entspricht besser den gesamten Verhältnissen. Es frägt sich nur, ob diese Senkung vor oder nach Absatz des Neocom entstand.

Die Faziesdifferenz zwischen den untercretacischen Riffkalken des Innenflügels der Mulde und den sandig-kalkigen Neocomschichten des Außenrandes scheint die Annahme eines tieferen Bildungsraumes am Außenrande des alten Gebirges zu erfordern. Andererseits drängen uns die gesamten Verhältnisse der Sandsteinzone zu der Annahme, daß der Bildungsraum dieser Zone in vortithonischer Zeit im wesentlichen trocken lag und erst im Obertithon durch das Übergreifen des älteren Karpatenmeeres und die Vertiefung einer Geosynklinale am Außenrande in eine marine Periode eintrat. Diese Umstände legen uns die Vermutung nahe, daß die Versenkung am Außenrande des ostkarpatischen Grundgebirges vor dem Absatze des Neocom erfolgte und daß in den neocomen Karpatensandsteinen am Außenrande des Grundgebirges die Absätze des neu entstandenen und vertieften Meeres zu erblicken seien. Die Barre zwischen den Ablagerungsräumen der Caprotinenkalke und der Karpatensandsteine scheint im Süden weniger schroff gewesen zu sein als im Norden; die kristalline Randzone ist im Bucegigebiete weniger ausgeprägt, die Karpatensandsteine konnten daher am Weidenbache und am Predealpasse in das Gebiet der Caprotinenkalke, diese am Mészpont bei Zajzon kolonienartig in die Karpatensandsteine eingreifen. Die neocomen Karpatensandsteine haben die vorcenomane Faltung gemeinsam mit den älteren mesozoischen Ablagerungen mitgemacht und wurden gemeinsam mit diesen von der Oberkreide transgrediert.

Der jüngere, eocäne Teil der Umrahmung des alten Gebirges besteht an der Innenseite zunächst aus Nummulitenkalk und Conglomerat und darüber aus Schiefern und Sandsteinen, an der Außenseite vorwiegend aus Schiefern und Sandsteinen (Mogyoroser Sandstein) und schwarzen Schipoter Schichten. Die zum Teil selbständige Verbreitung des Eocän, seine Beschaffenheit und der Mangel untereocäner Marinbildungen sprechen für eine wenn auch kurze Kontinentalperiode zwischen Senon und Eocän. Während die Oberkreideconglomerate ein wunderbares Gemengsel der verschiedenartigsten älteren Gesteine umschließen, enthalten die Conglomerate und Breccien des Nummulitenkalkes fast nur Glimmerschieferfragmente aus nächster Nähe des Ablagerungsortes. In den Westkarpaten greift das Eocän weit über die Grenzen der Oberkreide. Im Osten ist dieser Unterschied viel geringer; daß aber auch hier im Eocän eine gewisse Tendenz zur Erweiterung des Meeresgebietes bestand, scheint aus dem Umstande hervorzugehen, daß sich an den West- und Südrand der Rodnaer Alpen mit Ausschluß der Oberkreide unmittelbar Eocänkalke anlegen.

Die orogenetischen Einwirkungen nach Ablagerung der Oberkreide und des Alttertiär scheinen im Bereiche der Grundgebirgsmasse zu keinen wesentlichen faltigen Veränderungen geführt zu haben. Bei Luczyna ruht die Oberkreide zum Teil fast schwebend auf dem Glimmerschiefer und auch in der Randmulde dürften die Lagerungsveränderungen der Oberkreide, soweit sich das an den conglomeratischen Schuttmassen überhaupt erkennen läßt, nicht bedeutend sein. Am Außenrande waren dagegen die Bewegungen so intensiv, daß das Neocom ziemlich allgemein gegen das Grundgebirge, die Oberkreide zum Teil gegen das Neocom einfällt. Nur bei Kimpolung, wo das Grundgebirge wegen des unvermittelten Überganges aus der südöstlichen in die südsüdöstliche Streichungsrichtung am stärksten vorspringt, fallen die Alttertiärschichten sehr deutlich und vergleichsweise flach vom alten Gebirge nach außen (NO) ab.

An der Innenseite zeigt das Eocän im allgemeinen eine geringere Faltung als in der Sandsteinzone an der Außenseite des alten Gebirges. Den weit innen gelegenen Partien im nordwestlichen Siebenbürgen wird im allgemeinen sehr flache Lagerung zugeschrieben.[1]) Im Rodnaer Gebiete und am Borgopasse ist die Aufrichtung anscheinend stärker als in den weiter nach innen gelegenen Partien und auch stärker als in den innerkarpatischen Kesseln der West- und Zentralkarpaten.

Die Nummulitenkalke der Ostkarpaten können auffallend große Seehöhen einnehmen. Am Ousor liegen sie in 1642 *m*, noch etwas höher nördlich vom Prisloppasse. Im Passe selbst, dessen höchster Punkt in 1418 *m* liegt, sind Alttertiär und Oberkreide grabenförmig versenkt. An der Poeana rotunda ist die Oberkreide mindestens an ihrem Südrande eingebrochen. Diese Versenkungen entsprechen offenbar inneren Randbrüchen, die vorwiegend im Sinne des Gesamtstreichens verlaufen. Nur der zungenförmige Vorsprung des Grundgebirges am Riu Vasser in der Marmarosch könnte wohl durch Querbrüche bewirkt sein. Von den Senkungen aus vorneocomer Epoche, zu deren Annahme am Außenrande Anlaß gegeben ist, bestehen am Innenrande keine Spuren.

Rückblick und Vergleiche.

Von allen Teilen der Ostkarpaten zeigen die Bukowinaer und das Gyergóer Gebirge hinsichtlich der Randmulde die größte Übereinstimmung. In beiden Gebieten besteht eine kristalline Randzone, hier wie dort hat vor Absatz des Dogger eine intensive Abtragung stattgefunden, die von der Obertrias und vom Lias nur geringe Splitter zurückließ. In beiden Gebieten zeigen Lias, Braunjura und die Kimmeridge-Tithon-Neocomserie selbständige Verbreitung. Das Vorkommen von kleinen Triasklippen und -blöcken im Braunjura und Neocom ist zwar bisher nur aus der Bukowina bekannt,

[1]) Vergl. besonders die Darstellungen von K. Hofmann, Aufnahmen im Szilágyer Kom. Földt. Közl. 1879, S. 7. — A. Koch, Tertiärbildungen des Siebenbürger Beckens. I. Paläogene Abt. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt X, Budapest 1894.

allein dies bedeutet ebenso nur eine untergeordnete Differenz wie die mächtige Entwicklung der Tithon- und Neocomklippen in Siebenbürgen und deren geringe Bedeutung in der Bukowina.

Die Denudation zwischen Lias und Dogger vermochte im Gesamtbereiche der Ostkarpaten im allgemeinen nur die Trias- und Liasgebilde, nicht auch die Permgesteine abzutragen. Nur wenige Punkte scheinen hier eine Ausnahme zu bilden: am Vöröstó liegen im Bereiche der Randmulde Braunjurasandsteine unmittelbar auf Gneis, bei Tölgyes nach Hauer Caprotinenkalke auf Glimmerschiefer; beim Kloster Raräu beobachtete S. Athanasiu belemnitenführende Sandsteine auf dem Grundgebirge. Ferner ist zu bemerken, daß die Neocomsandsteine bei Kimpolung kleine Brocken von Glimmerschiefer enthalten. Offenbar handelt es sich da nur um lokale Erscheinungen, da sonst nicht die permischen Schichten die Umfassung der großen Randmulde bilden könnten.

Im Burzenlande dagegen wird die Ausnahme zur allein herrschenden Regel und Lias, Braunjura, Oberjura und Neocom liegen hier direkt auf dem Grundgebirge. Diese Erscheinung ist hier so allgemein, daß man sich zu der Annahme hinneigen muß, den Mangel von Perm und Trias nicht auf völlige Abtragung dieser Formationen, als vielmehr auf den Festlandscharakter der Südkarpaten in permotriadischer Zeit zurückzuführen.

Die Differenzen der geologischen Geschichte erweisen sich indes als gänzlich einflußlos hinsichtlich der Tektonik, denn die große Randmulde zeigt im Burzenlande im wesentlichen denselben Bauplan wie in den Ostkarpaten.

Aus dieser Übereinstimmung des geologischen Baues scheint hervorzugehen, daß die verschiedenen Trockenlegungen im Lias, Dogger und Malm nicht mit jeweiligen Faltungen verbunden waren. Nur eine Stelle könnte im Sinne einer älteren Faltung gedeutet werden: am Südostrande des Raräuplateaus liegen unter den neocomen Korallenkalken triadische Jaspisschichten, deren enge Faltungen mit der flachen Lagerung der Korallenkalkplatte ziemlich auffallend kontrastieren (s. Fig. 86). Da sich aber derartige Unterschiede auch in einem und demselben Schichtensystem geltend machen können, wenn dünnschichtige mit massigen Lagen wechseln, so kann man aus dieser Erscheinung keine weitgehenden Schlüsse ziehen.

Ähnliche Lagerungsformen, wie die große Randmulde lassen auch die übrigen zerstreuten mesozoischen Züge der Transsylvanischen Alpen erkennen; nicht minder deutlich treten diese langgezogenen, in das Grundgebirge eingesenkten, zum Teil gebrochenen oder einseitig versenkten Mulden im Banate hervor und selbst den Gebirgen jenseits der unteren Donau scheint dieser Typus nicht fremd zu sein.

In grellem Gegensatze dazu weichen die geologischen Verhältnisse der Ostkarpaten fast in jedem Belange von denjenigen der West- und Zentralkarpaten ab. Die Unterschiede erstrecken sich nicht nur auf die Ausbildung des Grundgebirges und der mesozoischen Formationen, sondern

auch auf die geologische Geschichte und den gesamten Bauplan. Vergebens sucht man im Osten jene kleineren Gebirgseinheiten und wohl abgesonderten Faltungszentra, wie sie die Kerngebirge des Westens vorstellen. Wohl zeigt das siebenbürgische Binnenland eine gewisse Verwandtschaft mit den innerkarpatischen Kesseln, es war aber schon zur Oberkreidezeit inundiert, während die westkarpatischen Kessel erst im Eocän transgrediert wurden. Auch sind die Randbrüche weit weniger scharf ausgesprochen als am Rande der Kerngebirge. Die große Höhe des Eocänbandes und der Mangel einer neocomen Senkung an der Innenseite der Ostkarpaten, anderseits die tiefe Versenkung der Randmulde und die intensive Faltung am Außenrande, bedingen eine gewisse Einseitigkeit des ostkarpatischen Gebirgsbaues, die an die äußere Kerngebirgsreihe der Westkarpaten erinnert. Damit sind aber auch die Berührungspunkte erschöpft.

In den Ostkarpaten fehlt jene stufenweise Zunahme der Faltung und Erhebung, die im Westen sowohl dem Streichen nach von den Kleinen Karpaten zur Tatra wie quer dazu vom inneren Gürtel zur äußeren Kerngebirgsreihe so klar ausgesprochen ist, ferner fehlt jener plötzliche Abfall der Faltungsintensität, der im Westen von den äußeren Kerngebirgen zur Klippenzone stattfindet. Gänzlich vermißt man in den Ostkarpaten das isoklinale Verflächen, die schiefen Falten und Schuppen der Kerngebirge, man vermißt zugleich viele der tektonischen Einzelerscheinungen, welche die weit intensiveren Faltungen der West- und Zentralkarpaten begleiten. So bleibt es in der Tat dem einheitlichen Bande der Flyschzone überlassen, die so verschiedenartigen älteren Teile der Karpaten zu einer höheren Einheit zu verbinden.

X. Abschnitt.

Die Sandsteinzone.

Physiographischer Charakter. — Die Flyschfazies. — Das Erdöl der Sandsteinzone. — Gliederung der Karpatensandsteine. — Die exotischen Blöcke. — Die Podolische Platte. — Die Sandsteinzone in Mähren. — Die niederösterreichisch-mährischen Klippen. — Die Schlesischen Beskiden. — Die Sandsteinzone in Westgalizien. — Das subkarpatische Miocän in Westgalizien. — Die Sandsteinzone in Ostgalizien. — Die Sandsteinzone der Bukowina und der Moldau.

Physiographischer Charakter.

Kein Teil der Karpaten stellt dem Scharfsinn und der Ausdauer des Geologen so schwierige und im Grunde genommen so wenig dankbare Aufgaben wie die Sandsteinzone. Die Ursache hievon ist wohlbekannt: die Karpatensandsteinzone besteht aus einer im allgemeinen einförmigen, im einzelnen dennoch vielgestaltigen Folge von Sandsteinen und Schiefer-

tonen, die äußerst arm sind an Leitversteinerungen und sich in altersverschiedenen Stufen in kaum unterscheidbarer Ausbildung wiederholen. Natürlich bereitet die Sonderung und stratigraphische Gliederung solcher Ablagerungen ungewöhnliche Schwierigkeiten; da aber die Feststellung der Gliederung die unerläßliche Vorbedingung für weitere geologische Studien bildet, so übertragen sich hier die Mängel der Stratigraphie auch auf die übrigen Aufgaben der topischen Geologie.

Die Kenntnis der Sandsteinzone konnte sich daher nur langsam entwickeln und vieljährige Bemühungen einer Reihe von Forschern mußten vorangehen, bis schließlich eine gewisse Klärung der grundlegenden Fragen erreicht wurde.

Die Sandsteinzone bildet einen jüngeren äußeren Bogen des karpatischen Faltengebirges, der im Süden, Südwesten und Südosten durch die Klippenzone und das alte Gebirge der Ostkarpaten, im Norden, Nordwesten und Osten durch das salzreiche Miocänband am Fuße des Gebirges begrenzt wird und an dessen Zusammensetzung hauptsächlich verschiedene Stufen der Kreideformation und des älteren Tertiär beteiligt sind. Gleich einem Riesenwalle wurde die Sandsteinzone von außen an das ältere Gebirge bogenförmig angegliedert. Da sich dieser jüngere Wall ununterbrochen hinzieht, das ältere innere Gebirge aber aus schon besprochenen Gründen für den Abfluß des Niederschlages durchgängig war, so mußte der Sandsteinzone im allgemeinen die Rolle einer Hauptwasserscheide zufallen, obwohl ihre Höhe durchschnittlich ziemlich weit hinter derjenigen der inneren Ketten zurückbleibt.

Im Gegensatze zu der Mannigfaltigkeit des inneren Gebirges trägt die Sandsteinzone das Gepräge äußerster Einförmigkeit zur Schau: nicht nur die petrographische Entwicklung der Schichtengruppen unterliegt von Mähren bis in die Wallachei nur geringen Schwankungen, auch die Aufbruchswellen streichen einander parallel mit erstaunlicher Beständigkeit viele Meilen weit ununterbrochen fort und verleihen der Sandsteinzone den Charakter eines echten Rostgebirges im Sinne v. Richthofens.

Wo immer man die Sandsteinzone verquert, überall stößt man mit wenig Ausnahmen auf dieselben wenig zahlreichen Schichtengruppen, dieselben Sandsteine und Schiefer, dieselbe Versteinerungsarmut, dasselbe isoklinale Einfallen der Schichten gegen Süden beziehentlich Südosten und Südwesten. Die Natur hat hier so sehr auf höchste Eintönigkeit hingearbeitet, daß nicht nur die geologische, sondern auch die topographische Gliederung des Gebirges ungemein erschwert ist.

Die Sandsteinzone nimmt im allgemeinen vom Nordfuße des Gebirges nach innen an Höhe zu. In den Ostkarpaten erfolgt dieser Zuwachs ziemlich gleichmäßig und rasch, in den West- und Mittelkarpaten dagegen kann man sehr deutlich eine breite, niedrige hügelige Vorstufe unterscheiden, über die sich an einer ununterbrochen fortziehenden Linie ziemlich unvermittelt das höhere, die Hauptwasserscheide tragende Gebirge erhebt: jene kann als

sub- oder vorkarpatisches Hügelland, diese als eigentliches karpatisches Bergland bezeichnet werden.[1]) Das Auftreten dieser orographisch wichtigen Scheidelinie ist an das Erscheinen des massigen oder grobbankigen und ziemlich harten Magurasandsteines gebunden. Im vorkarpatischen Gebiete fehlen die harten Magurasandsteine, es herrschen im allgemeinen weiche, leicht verwitterbare Schiefer und Sandsteine. Je größer der Unterschied der Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung, desto schärfer die Höhenstufe. So wenig überragt an ihrem Nordrande die Sandsteinzone die vorliegende Miocän- und Plistocänlandschaft, daß die orographische Gestaltung am Außenrande der Karpaten kaum das Anheben eines Kettengebirges vermuten ließe. Erst an der Bergstufe des Magurasandsteins beginnt im allgemeinen der Gebirgscharakter.

Die Höhenstufe zwischen Hügel- und Bergland verläuft in Mähren ungefähr über die Ortschaften Koritschan, Holleschau, Wallach.-Meseritsch und Ober-Beczwa. Der Steinitzer Wald, das Auspitzer Hügelland, das Gebiet von Kremsier, Prerau, Keltsch und Bistritz am Hostein gehörten hier dem Hügellande an. Von Ober-Beczwa streicht die Höhenstufe über Baranki und den Jablunkauer Paß nach Węgierska Górka in Galizien, um sich hier über Myslenice, Tymbark, Grybów, Gorlice nach Dukla in das Quellgebiet des San und Stryi hinzuziehen und nach Südosten hin allmählich zu verschwinden. Ausgedehnte Gebiete südlich von Wieliczka, Bochnia, Tarnów, Rzeszów und Przemysl fallen in Galizien dem Hügellande zu. Östlich vom Stryi büßt aber diese Region ihre orographische Bedeutung mit dem Verschwimmen der Magurasandsteinstufe ein, zugleich verringert sich die Breite der gesamten Sandsteinzone und damit auch das Bedürfnis der orographischen Sonderung einer Vorstufe (s. d. tekton. Karte).

Das subkarpatische Hügelland steigt nur selten über 500 *m* Höhe an, nur undeutlich zeigen seine Täler den Zusammenhang mit der geologischen Struktur an; seine Gehänge sind sanft gerundet und bilden weithin mit Löß oder lößähnlichem Lehm bedeckt ein durchschnittlich recht fruchtbares und dicht bevölkertes Ackerland. Nur einzelne höhere Bergzüge, sterile Sandsteinflächen und Talschluchten sind der Waldvegetation vorbehalten. Mischschotter aus nordischen und karpatischen Geschieben und vereinzelte größere erratische Blöcke beweisen, daß die nordische Vergletscherung zwischen Przemysl in Galizien und Stramberg—Neutitschein in Mähren ziemlich tief in den subkarpatischen Gürtel eingedrungen ist.

Nur ein Teil dieses Gürtels fällt gewissermaßen aus der Rolle: in Schlesien zieht im Teschnerlande eine auffallende Höhenstufe mitten durch die subkarpatische Zone. Das hat seine Ursache in der mächtigen Entwicklung des mittelcretacischen Godulasandsteins, der an Härte den Magurasandstein übertrifft und von untercretacischen Schiefern unterlagert ist. Die

[1]) V. Uhlig. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 445. Verh. 1883, S. 216. Verh. 1884, S. 34. Jahrb. 1888, S. 85—88. — E. Tietze. Geognostische Beschreibung der Gegend von Krakau. Jahrb. 1888, S. 11.

hiedurch entstehende Höhenstufe greift aus Schlesien in das benachbarte Mähren und Galizien über, kulminiert in der Lissa hora in 1325 *m* und überragt nicht unbeträchtlich das südlich angrenzende, die Hauptwasserscheide tragende Bergland des Magurasandsteins. Die orographische Verknüpfung dieses Gebietes mit dem Berglande ist eine so innige, daß man beide als Westbeskiden vereinigt. Es würde sich indessen aus geologischen Gründen doch empfehlen, den Godulasandsteinzug mit seiner Vorstufe als Schlesische Beskiden zu sondern.

Das karpatische Bergland beginnt in Mähren mit dem Mährisch-ungarischen Grenzgebirge und dem Javornikzuge. Durch den Einschnitt der March ist das Marsgebirge abgetrennt. In dem östlich folgenden Gebiete unterscheidet man seit langer Zeit zwei große Hauptabschnitte als West- und Ostbeskiden. Dazwischen befindet sich ein Gebirgsmittelstück mit den vielbesprochenen Durchbrüchen des Dunajec und der Popper. Da die karpatische Bevölkerung unter der Bezeichnung „Beskid" einen Paßübergang oder eine Wasserscheide versteht, so kann dieses Gebirgsmittelstück, das durch jene Durchbrüche des Charakters eines wasserscheidenden Rückens entkleidet ist, nicht den naheliegenden Namen Mittelbeskiden führen, wohl aber könnte man es als zwischenbeskidisches Gebirge, allenfalls als Zwischen- oder Intrabeskiden bezeichnen.

Im westlichen Abschnitte der Ostbeskiden liegt die Wasserscheide im allgemeinen quer zum Schichtenstreichen, im östlichen Abschnitte fallen beide nicht gänzlich, aber doch an längeren Strecken zusammen. Jener Teil wurde als Saros-Gorlicer Gebirge bezeichnet, dieser bildet die Ostbeskiden im engeren Sinne.[1]

Von den Ostbeskiden geht die Wasserscheide auf die Czernahoragruppe über und von dieser am Ihniatiasa auf das kristalline Schiefergebirge. Die Sandsteinzone spielt hier im Südosten orographisch nur noch die Rolle einer Randzone des alten Gebirges.

Die Scheitelhöhe des Berglandes erhebt sich in Mähren am Javornik bis 1017 *m*, in den galizischen Westbeskiden steigt sie am Pilsko zu 1557 *m*, an der Babia góra zu 1725 *m* an. Im zwischenbeskidischen Berglande tritt dagegen eine Senkung am Lubien auf 1211 *m*, an der Radziejowa auf 1265 *m* ein und im Saros-Gorlicer Gebirge verzeichnet man sogar nur Höhen von 700 bis 900 *m*. Die Pässe schwanken hier um 600 *m*, der ehedem viel benutzte Duklapaß erreicht nur 502 *m*. Nach Osten nimmt die Höhe neuerdings zu, um endlich an der ostgalizischen Czernahora (2026 *m*) und Howerla (2058 *m*) in die Region des Hochgebirges und der plistocänen Vergletscherung hineinzuragen. In der Bukowina und der Moldau erreichen viele Spitzen 1400—1600 *m*, der prächtige isolierte Conglomeratkoloß des Ciahlau in der Moldau sogar 1908 *m*. Mit Staunen erkennt man hier in der

[1] Eine nähere Gliederung der Ostbeskiden im engeren Sinne in die Gruppen der Bieszczady und Gorgany ist von A. Rehmann vorgeschlagen worden. Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym. Lemberg 1895.

Hochgebirgsregion Felspfeiler, Türmchen und Gesimsebildung, wie sie sonst teils etwa der Heuscheuer und dem Elbesandsteingebirge, teils den Sulower Conglomeraten eigen sind. Im allgemeinen aber gehören ausgiebige Felsbildungen und „Steinmeere" zu den Seltenheiten; gerundete Bergrücken, mittelsteile und sanft abfallende Gehänge bilden die vorherrschenden Charakterformen der Beskiden.

In vielen Partien der Sandsteinzone erhalten die Beskiden von den allgemeinen landschaftlichen Reizen der Karpaten, der Nadelwalddecke, der unbändigen Wildheit der wasserreichen Flüsse, der Unberührtheit der ganzen Natur ihr reichlich zugemessenes Teil. Dazwischen breiten sich aber, besonders am ungarischen Abhange der Westbeskiden, im Saros-Gorlicer Gebirge und in Zemplén und Ungh weite Gebiete aus, wo die Wälder niedergelegt, die Berge mit Borstengras, Haselstauden und Wacholder überzogen, die Talböden vermuhrt sind und wo der kärgliche Boden bei rauhem Klima eine überdichte Bevölkerung nähren muß. Selten dürften Gebirge eine ähnlich melancholische, niederdrückende Stimmung verbreiten wie diese Gebiete, welche die eigentlichen Ursprungsstätten jener unaufhaltsamen Wanderbewegung nach Amerika bilden, die jetzt einen so großen Teil der karpatischen Bevölkerung ergriffen hat.

Die Flyschfazies.

Die „Karpatensandsteine" bilden eine so eigenartige Ablagerung, daß man das aus ihnen bestehende Gebirge nicht genügend würdigen kann, ohne sich über ihre Zusammensetzung und mutmaßliche Entstehung Rechenschaft gegeben zu haben.

Das Wesen des Karpaten- oder Wiener Sandsteins oder Flysches, wie man ihn zu nennen jetzt vielfach vorzieht, besteht in der Wechsellagerung von Sandsteinen mit Tonen und Schiefern. In extremen Fällen entstehen einerseits grobbankige und massige Sandsteine, andererseits Schiefer und Tone. Die Sandsteine sind fast stets glimmerreich, häufig feinkörnig, oft aber auch conglomeratisch. Sie enthalten häufig kleine Kohleteilchen, Pflanzendetritus und Tongallen. Das kalkig-tonige, eisenreiche Bindemittel bedingt die rasche Zersetzung und die schmutziggelbe Verfärbung des in frischem Zustande meist bläulichgrauen Gesteins.

Niemals zeigen die Flyschsandsteine Diagonalschichtung wie die Quadersandsteine des Elbetales, niemals Fährten von Landtieren und Wellenspuren. Die dünnen Sandsteinlagen der grauen, grünen, bläulichen und schwärzlichen Schiefer haben bald kieselige, bald krummschalig kalkige Beschaffenheit. Besonders der letztere Typus wurde von den Eisensteinbergleuten in Schlesien Strzolka genannt. Wegen ihrer plastischen Beschaffenheit zeigen die Wechsellagerungen dieser dünnschichtigen Sandsteine und Tone sehr häufig sekundäre Faltungen (s. Fig. 94).

Der Eisen-, Kalk- und Kieselgehalt konzentriert sich in gewissen Schichten zu Toneisenstein, Mergel, Kieselschiefer und Opal. Durch größeren

Kalkreichtum sind namentlich die cretacischen Bildungen ausgezeichnet; offenbar spricht sich darin eine gewisse Verkettung mit den Verhältnissen der vorhergehenden, vorwiegend kalkigen Ablagerungen aus. Der Kalkgehalt äußert sich vorwiegend in hellen, dichten Mergelschiefern, deren Bänke häufig von grünlich grauem, matt schimmerndem, feinem Geäste durchwachsen sind, das man lange Zeit unbestritten für Reste von Meeresalgen, Fucoiden, gehalten hat.

Durch A. G. Nathorst ist diese Deutung ins Schwanken geraten. Der treffliche Kenner der Flyschbildung, Th. Fuchs, erblickt in den Fucoiden mit Nathorst Reste von Wurmgängen und Laichröhren. Daß die Flyschfucoiden ebenso wie die spiralen Taonurus im Gestein mit den Verästelungen nach unten erhalten sind und besonders jene Mergelkalke bevorzugen, die anscheinend in größerer Meerestiefe entstanden sind, bildet ein wichtiges Argument zu Gunsten der Fuchsschen Anschauung.[1] Andere Forscher dagegen, wie besonders A. Rothpletz und Lorenz v. Liburnau,[2] halten an der Algennatur der Fucoiden fest und es scheint, als sollte die für die Geologie des Karpatensandsteins so wichtige Frage nach der Natur der Flyschfucoiden noch nicht so bald ihre endgültige Lösung erfahren. Gewisse Formen werden übrigens allgemein zur Fucoidengattung *Halimeda* eingereiht.

Kieselgesteine bevorzugen namentlich das Oligocän. Gebänderte Menilitopale von brauner, schwarzer und weißer Farbe verbinden sich hier mit schokoladebraunen, äußerst bituminösen, papierdünnen Schiefern zu einer sehr bezeichnenden Schichtengruppe. Gelbliche Beschläge, feine Gipsdrusen und eine solche Fülle von Fischresten, besonders der Gattung *Meletta*, bedecken die Schichtenflächen, daß man seit jeher den hohen Bitumengehalt der „Fisch- oder Menilitschiefer“ mit diesen Resten in ursächlichen Zusammenhang gebracht hat.

Das Bitumen beschränkt sich übrigens nicht auf die Fischschiefer, sondern gehört besonders in der Form von Erdöl zu den charakteristischen Begleitmineralen fast aller Karpatensandsteine. Angeregt durch die Verhältnisse der Fischschiefer, sind die Geologen übereinstimmend geneigt, die Entstehung des gesamten karpatischen Erdöls auf die natürliche Destillation der vom ehemaligen Tierleben zurückgebliebenen Fettsäuren zurückzuführen. Das Erdöl, dessen Vorkommen wir weiter unten näher besprechen werden, ist fast stets von geringen Mengen von Salz und Spuren von Schwefel

---

[1] Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. d. kais. Akademie Wien XLII, 1895, S. 32. Über einige cylindritesähnliche Körper. Denkschr. d. k. Akademie LXI, 1894. Sitzungsber. 102. Bd., S. 552. Sitzungsber. 105. Bd., S. 417. Sitzungsber. 111. Bd., S. 327. Über fossile Halimeda. Sitzungsber. 103. Bd., S. 200. Nach Th. Fuchs ist der Globigerinenmergel von Ancona von Fucoiden erfüllt und doch scheint dieses Sediment nach dem massenhaften Vorkommen von Globigerinen in einer Tiefe entstanden zu sein, in der chlorophyllhaltige Pflanzen nicht leben können.

[2] Über Flyschfucoiden etc. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 854. W. Gümbel. Neues Jahrb. 1896, I, S. 227. Denkschr. d. kais. Akademie Wien, 1901, 70. Bd., S. 556. — L. v. Liburnau stellt auch die Taenidien zu den Algen (Volubilarien).

begleitet, wie auch in den Salzlagern immer Spuren von Kohlenwasserstoffen auftreten. Die Hauptlager von Salz und Öl sind dagegen nur in Rumänien teilweise räumlich eng verknüpft.

Die Hauptmasse des Steinsalzes birgt das subkarpatische tonig-sandige Miocän. Es enthält in Galizien, der Bukowina und in Rumänien so mächtige Salzlager und so zahlreiche Sool- und Jodquellen,[1] daß man es geradezu als „Salzformation" bezeichnet. Aber auch das Alttertiär führt in Rumänien Steinsalz, in Galizien und Rumänien salz- und jodreiche Quellen (z. B. Iwonicz, Rabka, Zarnowa), während aus der Kreideformation nur schwache

Fig. 94. Sekundäre Faltungen der alttertiären Schichten (sogen. „Ropianka-Schichten") in Dora am Prut.
Aufnahme von L. Szajnocha.

Schwefelquellen hervortreten (z. B. in Schlesien und am Predealpasse). Das Flyschmeer war also zeitweilig und örtlich, besonders in den jüngeren Perioden, zu Dissoziationsvorgängen disponiert.

Von manchen Forschern wird nun das rasche Sterben der Meerestiere, eine Voraussetzung der oben erwähnten Hofer-Englerschen Theorie der animalen Herkunft des Erdöls, mit den Dissoziationsvorgängen in Beziehung gebracht. N. Andrussow[2]) erblickt die Ursache des Sterbens in der Über-

[1]) M. Kelb. Soolquellen in Galizien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876. — L. Szajnocha. Źródła mineralne Galicyi. Krakau 1891.
[2]) Petermanns Geogr. Mitt. 1897, 2. Heft.

salzung des Wassers, OCHSENIUS[1]) in der Ausbreitung der Mutterlaugensalze, während dagegen H. HÖFER[2]) Einschwemmungen von Süßwasser dafür verantwortlich machen möchte, Vorgänge übrigens, die einander gar nicht ausschließen. Das Schwefelvorkommen in der Nähe von Erdöl und Erdwachs erklärt HÖFER durch die reduzierende Wirkung der Bitumina auf Sulfate.

Die Schichtflächen der Karpatensandsteine sind namentlich auf der Unterseite mit zahlreichen wulst-, warzen-, strich- und schlangenförmigen Erhabenheiten versehen. Über die Natur dieser Bildungen ist besonders durch TH. FUCHS manches Licht verbreitet worden, vieles aber bleibt noch problematisch und das rechtfertigt hiefür die gebräuchliche Bezeichnung der „Hieroglyphen“. Die groben Wülste kann man mit FUCHS als Fließwülste, feinere als Rieselspuren ansprechen; ihre Ausbildung läßt auf ein gewisses Fließen der Sandsteinbänke in breiartigem Zustande, vielleicht auch auf die ziehende Wirkung der Ebbe schließen. Die gewundenen Helminthoiden, Nemertiliten, Gyrochorda, Cylindrites scheinen Kriechspuren von Würmern, Schnecken und anderen Tieren zu bilden; die so auffallenden netzförmigen Paläodictyen, die Paläomäandron, die eigentümlichen M- und H-Striche (Belorhaphe und Spirorhaphe) möchte FUCHS für Laichschnüre von Schnecken, die rätselhaftesten dieser Erscheinungen, die spiralgewundenen Spirophyton, Taonorus, Rhizocorallium u. a., für Eiernester halten.

Die fortschreitende Erkenntnis der aktuellen Ablagerungen wird in Zukunft wohl auch auf diese Gebilde, die übrigens fast in allen Sandsteinschieferablagerungen eine gewisse Rolle spielen, neues Licht werfen, gegenwärtig aber geben sie uns über das Wesen der Flyschfazies fast weniger Aufschluß als die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine und die wenigen darin enthaltenen deutbaren Versteinerungen.

Massige, grobbankige und conglomeratische Sandsteine wie die Jamna-, Ciężkowicer- und Godulasandsteine repräsentieren wohl sicher küstennahe Bildungen aus seichtem Wasser. Die Sardinenschwärme der Fischschiefer, die Lithothamnien und Orbitoiden mächtiger Sandsteine in allen Teilen der Karpaten deuten auf untiefe Schlamm- und Sandbänke hin.[3]) In etwas größerer Tiefe sind vielleicht gewisse rote und bunte Tone abgesetzt worden. In Wola lużańska enthalten sie Lithothamnien, littorale Foraminiferen und Bryozoën, die auf eine Bildungstiefe von 25 bis 60 Faden schließen lassen.[4])

In den tonig-sandigen Flyschgesteinen haben namentlich A. RZEHAK[5])

---

[1]) Petrol. u. Mutterlaugens. in d. Karpaten. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen 1897, XIV.

[2]) Erdölstudien. Sitzungsber. d. kais. Akademie, 111. Bd., 1902, S. 14—21.

[3]) Mit dieser Annahme steht das von TH. FUCHS festgestellte Vorkommen von Radiolarien in den Meniliten in einem zur Zeit schwer vereinbarten Gegensatze.

[4]) V. UHLIG. Mikrofauna der galizischen Sandsteinzone, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 141.

[5]) RZEHAK, Merkwürd. Foraminif. österr. Tertiär. Annal. d. Hofmuseums X, 1895. Foraminif. v. Bruderndorf. Annal. d. Hofmuseums III, 1888, ferner Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887 Nr. 3, 1887 Nr. 5, 1888 Nr. 4 u. 9.

in Mähren und J. GRZYBOWSKI[1]) in Galizien kieselig-sandige Foraminiferen nachgewiesen, deren Repräsentanten in den heutigen Meeren eine benthonische Lebensweise in größerer Tiefe führen. Im tonigen Oligocänmergel von Potok erkannte GRZYBOWSKI einen förmlichen Globigerinenschlamm und GÜMBEL wies in manchen Flyschsandsteinen Nadeln von Kieselschwämmen nach. Das alles sind wohl unverkennbare Anzeichen einer Bildungstiefe von mehr als hundert Faden.

Wenn wir alle diese Verhältnisse in Rücksicht ziehen, müssen wir uns das Flyschmeer der Karpaten als ein zwar zeitweilig und örtlich mehr als 100 bis 200 Faden tiefes, aber doch noch der Flachsee angehöriges und stellenweise sehr seichtes Meer vorstellen. Nahe der Küste, in Watten und wohl auch an verschieden verteilten küstenferneren Untiefen und Dünen wurden Sandmassen und gelegentlich auch gröbere Geschiebe zusammengetragen, hier entstanden mächtige, tonarme Sandsteine, während in den tieferen und küstenfernen Strichen die feineren Sandsteinlagen und Tone abgesetzt wurden. Das Meer neigte zum Salzabsatz und war reich an vom Lande her eingeschwemmtem Pflanzendetritus, teilweise auch an Tangen; dagegen gestattete die offenbar reichliche Trübung nur da und dort die Ansiedlung von kleinen Kalkalgenriffen und kalkschaligen Organismen. Trotz der übrigens vielfach übertriebenen Versteinerungsarmut der Karpatensandsteine war das Flyschmeer nicht arm an tierischem Leben, das beweisen nicht nur die sicher deutbaren Versteinerungen, sondern besonders auch die „Hieroglyphen“, die ja doch zum Teil durch organisches Leben verursacht sein müssen; es war aber wohl nur eine bestimmte Auswahl von meist schalenlosen Tierformen, die den besonderen Lebensverhältnissen des stark getrübten sandreichen Flyschmeeres angepaßt waren. Daß diese Auslese etwa durch ähnliche Erscheinungen wie im Schwarzen Meere bewirkt wurde, erscheint bei der außerordentlichen Ausdehnung und der offenbar sehr mannigfaltigen Begrenzung des Flyschmeeres nicht sehr wahrscheinlich, wenngleich ganz lokal ähnliche Bedingungen bestanden haben konnten.

Aus den Meeren der Gegenwart sind dem Flysch völlig entsprechende Verhältnisse bisher nicht bekannt, ähnliche Sedimente aber dürften wohl in der Nähe großer Stromdeltas und in seichten, sandigen Littoralregionen an vielen Orten zum Absatz gelangen. Als eine Region, in der die Sedimentierung die größte Ähnlichkeit mit den Verhältnissen des Flysches aufweist, beschreibt R. ZUBER[2]) das Flachmeer des Orinokodeltas.

[1]) J. GRZYBOWSKI. Mikrofauna der Karpaten I, II und III. Anzeiger d. Krakauer Akad. d. Wissensch. 1895, 1897, 1901. Mikroskopische Studien über die grünen Conglomerate. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 293. Mikroskop. Badania namułow wiertniczych, Kosmos 1897. Ferner W. FRIEDBERG. Otwornice warstw inoceramowych. Krakauer Akademie 1902.

[2]) R. Zuber. Zeitschr. f. prakt. Geologie. August 1901.

Das Erdöl der Sandsteinzone.

Zu merkwürdig und zu bezeichnend sind für die Karpatensandsteine die zahlreichen Vorkommnisse von Erdöl, als daß wir achtlos an ihnen vorübergehen könnten. Bildet doch der Petroleumbohrturm fast schon ein charakteristisches Attribut galizisch-karpatischer Landschaft.[1] Schon im 18. Jahrhundert hat man das natürliche Erdöl in Galizien unter dem Namen „ropa" als Wagenschmier und als Heilmittel verwendet. In den Fünfziger-jahren lernte man fast gleichzeitig in Galizien und in Nordamerika die Destillation des Rohöls und die Herstellung eines von den explosiven Gasen wie auch von dem schweren Paraffin befreiten Leuchtöls. Die ursprüngliche Gewinnung des Erdöls in gegrabenen Schächten war primitiv, unergiebig und gefährlich; erst die Einführung der Tiefbohrung ermöglichte eine wirkliche Petrolindustrie. Anfangs begnügte man sich mit der Erschließung geringerer Tiefen, die Ergiebigkeit der Bohrungen wuchs schließlich mit der Beherrschung größerer Tiefen und kürzlich sind durch Bohrungen unter 600 *m* Tiefe, besonders in Schodnica und Borysław, so große Reichtümer erschlossen worden, daß sogar ein Preissturz und eine Krise über die galizische Petrolindustrie heraufbeschworen wurde.

Im Laufe der Jahre entstanden Tausende von Bohrungen an über 400 Orten des Karpatenbereiches zwischen Kleczany bei Sandec im Westen und der Bukowina. „Nicht alle diese Gruben", sagt Szajnocha, „haben eine glückliche Vergangenheit zu verzeichnen oder eine vielversprechende Zukunft zu erwarten. Nur wenige Gebiete in Ost- und Westgalizien, wie z. B. Słoboda Rungurska, Borysław, Siary, Kryg, Potok, Bóbrka, Wietrzno-Równe und in neuester Zeit Schodnica bei Borysław, können sich rühmen, wirklich Millionenwerte erschlossen zu haben. Manche Ölfelder, wie Słoboda Rungurska, Wietrzno und Schodnica, wurden durch geiserartige Ausbrüche des erbohrten Erdöls weit berühmt und diese Berühmtheit ist wohl berechtigt, wenn man erwägt, daß der 1895 in Schodnica erbohrte Jakobschacht durch seinen Ausbruch die ganze Gegend im Umkreise von $^1/_2$ *km* halb überschwemmte und eine Tagesproduktion von zirka 10.000 *q* Öl im Werte

---

[1] Die Literatur über das karpatische Erdöl ist so überreich, daß wir hier nur einige wenige Werke anführen können: E. Tietze. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 295—303. — F. Kreutz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881. S. 28, 101. 113, 311. — K. Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881. — H. Höfer. Das Erdöl und seine Verwandten. Braunschweig 1888. — Zaloziecki. Zur Bildung von Erdöl und Erdwachs. Dinglers polyt. Journ. 1891, 280. Bd. — R. Zuber. Kritische Bemerkungen über die modernen Petroleum-Entstehungshypothesen. Karte der Petroleumgebiete Galiziens. Lemberg 1897. — L. Szajnocha. Über die Entstehung des karpatischen Erdöls. Lemberg 1899. — Grzybowski. Otwornice warstw naftonosnych okol. Krosna. Krakauer Akademie 1897; ferner zahlreiche Artikel von J. Noth, Olszewski u. a. in der Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, in den Zeitschriften „Górnik", „Nafta", „Kosmos", in der Allg. Chemiker- und Technikerzeitung u. s. w. — Zubers „Geologie der Erdölablagerungen in den Galizischen Karpaten I. Lemberg 1899" und Holobeks Bergwerksinspektionsbericht 1887 enthalten umfangreiche Literaturverzeichnisse.

von etwa 50.000 Kronen aufzuweisen hatte, eine außerordentliche Produktion, die wohl auch nach mehreren Monaten bis auf etwa 300 *q* per Tag herabsank."

Das Öl bewegt sich vorwiegend in porösem Sandstein; dieser bildet seine primäre Lagerstätte, aus der es durch Spalten oder Bohrlöcher, vom salzigen Wasser emporgehoben und von Ölgasen hinaufgedrückt, an die Oberfläche gelangt. Die Ölsande sind vorwiegend an bestimmte Horizonte der Schichtenfolge gebunden. Die Magurasandsteine, die Godulasandsteine kann man geradezu als öltaub bezeichnen, wohl auch die Unterkreide. Dagegen bilden in der Oberkreide die Inoceramenschichten des Saros-Gorlicer Gebirges, die echten Ropianka- oder Ropaschichten, ein vorzügliches Ölniveau, im Alttertiär die porösen, groben, mürben Bänke der Ciężkowicer Sandsteine, der roten Tone und Menilitschiefer, ferner die Krosnoschichten und in geringerem Grade auch die ostgalizischen, größtenteils wohl alttertiären „Ropiankaschichten". Endlich führen auch die subkarpatischen Miocängesteine große Ölmengen nicht nur in Galizien, sondern ganz besonders in Rumänien, wo überdies auch noch jüngere Tertiärbildungen durch Ölvorkommen ausgezeichnet sind.

Im ganzen genommen, können wir vorwiegend die alt- und jungtertiären subkarpatischen Bildungen als Hauptträger des Erdöls bezeichnen und das dürfte wohl der Grund sein, warum die so rationell und mit großen Geldmitteln durchgeführten Bemühungen, auf dem ungarischen Abhange der Karpaten eine Ölindustrie zu schaffen, bisher nur geringe Ergebnisse gezeitigt haben.[1]

Das Erdöl findet sich in seinen Lagerstätten nicht gleichmäßig verteilt, sondern bevorzugt gewisse, dem Streichen parallele Linien oder vielmehr Bänder von geringer Breite, aber ansehnlicher Längserstreckung, die sogenannten Öllinien. Diese Öllinien entsprechen teils Längsspalten oder Verschiebungen, teils Scheitellinien von Antiklinalen.

Ähnlich wie in Nordamerika beobachtet man auch in Galizien längs der Antiklinalachsen vorherrschend Ölgase, dann folgt seitlich Öl und noch weiter außerhalb Wasser. In Rumänien bildet nicht selten Steinsalz den innersten Antiklinalkern, dann folgt nach außen Erdöl, dann Wasser. In flachen Antiklinalen erwartet man viel, in steilen wenig Öl.

Für die sekundäre Lagerform der Gänge bietet die berühmte und ebensosehr auch durch Raubbau berüchtigte Lokalität Borysław bei Drohobycz ein gutes Beispiel. Lange Zeit herrschten sehr unklare Vorstellungen über dieses einzigartige reiche Vorkommen; es war auch nicht leicht, in dem

---

[1]) Über das Erdöl in Ungarn s. Th. Poskwitz, Petroleumgruben von Körösmezö. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt XI, 1897. — K. v. Adda, Petroleum in Zemplén und Saros. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anstalt XIII, 1902. — J. Böckh, Daten z. Kenntn. d. Izatales. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, XI. Bd., 1897. — L. v. Róth, Petroleumbohrungen bei Zsibó-Szamos-Udvárhely, Földt. Közl. XXX, S. 246. — L. v. Róth, Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt XI.

von habgierigen, verbrecherischen und ungebildeten Händen regellos durchwühlten Terrain sichere geologische Daten zu ermitteln. PAUL und WINDAKIEWICZ[1]) waren trotzdem nicht weit von der richtigen Deutung entfernt, aber erst die mühsamen Studien von HOLOBEK und J. MUCK[2]) haben in Verbindung mit den Ergebnissen neuer Tiefbohrungen und des nunmehr geregelten modernen Bergbaues hierüber volles Licht verbreitet. Es hat sich gezeigt, daß das Erdwachs hier in der Tat gangförmig auftritt, wie aus der beistehenden Abbildung (Fig. 95 und 96) ersichtlich ist (vergl. auch Fig. 118). Die Gänge durchsetzen einen leichten Sattel des Salztons, verlaufen teilweise parallel, teilweise kreuzen sie sich und stehen in Verbindung mit Ausläufern, Seitengängen und Lagergängen. Die Füllung der bis zu 30 *m* mächtigen Gänge besteht aus Bruchstücken des tauben Nebengesteins, zwischen denen in bis zu 0·5 *m* breiten Adern, Klumpen und Nestern das wertvolle braune und gelbliche Erdwachs enthalten ist.

Fig. 95. Profil durch einen Teil der Grube der galizischen Kreditbank in Borysław.
Nach J. Muck.
m grauer Schieferton mit Sandsteinbänken, miocäne Salzformation, *l* plistocäner Letten, *s* plistocäner Schotter und Löß.

Das Vorkommen des Erdwachses ist in Borysław bis herab zu 695 *m* festgestellt, die Abnahme der Mächtigkeit, die man in der Tiefe vermutet, macht sich bei 260 *m* untertags noch nicht bemerkbar. In Borysław kommt neben dem Erdwachs auch Erdöl vor, und zwar vorwiegend in großer Tiefe und näher dem Karpatenrande. Da nun ein Wandern des Erdwachses von unten nach oben, ein Aufdringen in Spalten durch Beobachtung festgestellt ist, da ferner das Erdwachs oben härter und schwerer schmelzbar, in größerer Tiefe dagegen weicher ist und einen niedrigeren Schmelzpunkt hat, so muß man wohl vermuten, daß das Erdöl das primäre, das Erdwachs das sekundäre Produkt bildet. Die noch unbekannten näheren Bildungsvorgänge müssen singulärer Art gewesen sein, da von den zahlreichen Petroleumlokalitäten nur sehr wenige, wie Dzwiniacz, Truskawiec, Starunia in Ostgalizien und Slănic in der Moldau, Erdwachs geliefert haben. In Truskawiec ist das Erd-

[1]) WINDAKIEWICZ. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1875, XXIII.
[2]) J. MUCK. Erdwachsbergbau in Borysław. Berlin 1903.

wachs von Schwefel, Steinsalz, Gips und Coelestin begleitet; merkwürdigerweise brechen hier auch Bleiglanz und Blende ein.[1])

Die bisher bekannten und teilweise aufgeschlossenen Ölgebiete Galiziens umfassen eine Fläche von mindestens 8000 *ha*, die nach R. Zuber voraussichtlich eine Ausbeute von 5 Millionen Zisternen (die Zisterne zu 10.000 *kg*) liefern und den Bestand der Petrolindustrie nach Maßgabe der gegenwärtigen Produktion für 50, ja selbst für 100 Jahre sicherstellen werden.

Die Entstehung des Erdöls wird in den Karpaten, wie wir schon bemerkt haben, fast allgemein auf animale Stoffe zurückgeführt. Für die Emanationshypothesen bilden die Karpaten keinen günstigen Boden.

Gliederung der Karpatensandsteine.

In der Sandsteinzone sind drei, durch Diskordanzen getrennte Ablagerungsreihen zu unterscheiden, deren Wesen zuerst L. Hohenegger (1861)[2]) richtig erkannt hatte: die erste umfaßt die Schichten von Tithon bis zur oberen Grenze des Godulasandsteins, die zweite die Oberkreide, die dritte das Alttertiär. Dazu tritt als vierte Ablagerungsreihe das Jungtertiär am Nordsaume der Sandsteinzone. Diese Ablagerungsreihen spielen in verschiedenen Teilen der Sandsteinzone eine ungleiche Rolle und auch ihr stratigraphischer Umfang unterliegt Schwankungen.

Fig. 96. Erdwachsvorkommen von Boryslaw, Profil durch den Förderschacht Gr. I der Aktiengesellschaft Boryslaw. Nach J. Muck.

Die erste Ablagerungsfolge ist in zwei Hauptgebieten entwickelt: das eine befindet sich am Außenrande der kristallinen Masse der Ostkarpaten, das andere gehört der vorkarpatischen Region in Schlesien und Ostmähren an und entsendet sozusagen Ausläufer sowohl nach Mähren wie auch weit nach Ostgalizien hinein.

Im ersteren Gebiete besteht die Unterkreide aus einem vielfachen Wechsel von grauen Kalkmergelbänken und sandigen Kalken mit plattigen und krummschaligen Sandsteinen. Man hat diese Schichten, die wir schon

[1]) F. v. Foullon. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 146, 1888, S. 94. J. Niedźwiedzki. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888.

[2]) Geognostische Karte der Nordkarpaten in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha 1861.

im vorhergehenden Kapitel kennen gelernt haben, auch als „Ropianka-schichten“ bezeichnet, aber nicht mit Recht; denn die Schichten, die K. PAUL in Galizien so genannt hat, gehören zum Teil der Oberkreide, zum Teil dem Alttertiär an und wurden nur irrtümlich mit der Unterkreide in Verbindung gebracht.

Die neocomen Karpatensandsteine der Ostkarpaten dürften ihrem stratigraphischen Umfange nach der gesamten Unterkreide entsprechen. Für die Vertretung des Unterneocom scheinen HERBICHS Hoplitenfunde von Zaizon zu sprechen und das Vorhandensein des Mittel- und Oberneocom ist durch die kalkig-sandigen Bänke mit *Rhynchonella peregrina* von Vargyas und Zaizon und durch die Caprotinenkalkeinschaltung von Zaizon bewiesen.[1]

Das zweite Hauptgebiet der älteren Ablagerungsfolge fällt der Hauptsache nach mit dem durch HOHENEGGERS Forschungen klassisch gewordenen vorkarpatischen Anteile der Westbeskiden zusammen. In ganz Österreich kennt man nirgends eine so vollständige, so wohlgegliederte und durch so reiche fossile Faunen gekennzeichnete Unterkreideentwicklung wie hier. An Zahl der Arten rivalisiert unser Gebiet fast mit den so berühmten südfranzösischen Lokalitäten, freilich leider nicht auch hinsichtlich der Individuenzahl. Nur dem früher intensiv betriebenen Toneisensteinbergbau und den langjährigen Bemühungen HOHENEGGERS ist es zu danken, daß schließlich paläontologische Schätze angehäuft werden konnten, die uns die volle Richtigkeit der stratigraphischen Gliederung gewährleisten.[2])

Die Schichtenreihe beginnt hier mit den an 400 *m* mächtigen Unteren Teschener Schiefern. Diese schwärzlichen Mergelschiefer haben einige Perisphincten von tithonischem Typus geliefert, wie solche in der eigentlichen Unterkreide bisher noch nicht gefunden sind. Sie können daher nur dem Grenzhorizont zwischen Jura und Kreide oder noch wahrscheinlicher geradezu dem Stramberger Tithon entsprechen. Die darüber folgenden Teschener Kalke, unten fucoidenreiche schieferige Mergelkalke, oben sandige oolithisch-zoogene Kalke, gehören wohl dem Horizonte von Berrias an und die nächst höhere Abteilung der Oberen Teschener Schiefer repräsentiert sicher das eigentliche Unterneocom oder Valanginien. An 26 Toneisensteinflötze sind in den ungefähr 300 *m* mächtigen, schwärzlichen, bituminösen Schiefern und kalk- und eisenreichen braunen Sandsteinschiefern (Strzolka) dieser Stufe enthalten. Ihre Cephalopodenfauna zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem südfranzösischen Valanginien. Massige und conglomeratische Sandsteine von heller Farbe, auch dunkle Schiefer mit plattigen Sandsteinen und dichte fleckige Kalkmergel (Mydlak) setzen die nächstfolgende Stufe der Grodischter Schichten zusammen und ent-

[1]) HERBICH, Széklerland. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, V. Bd.

[2]) Vergl. V. UHLIG, Cephalop. d. Wernsdorfer Sch. Denkschr. d. kais. Akademie Wien, 46. Bd. Cephalop. d. Teschener und Grodischter Sch. Ebda. 72. Bd., 1901. Über einige Foss. d. karpat. Kreide von Liebus, mit stratigr. Bem. v. UHLIG. Beiträge z. Pal. Österreich-Ungarns XIV, 1902.

sprechen dem Hauterivien oder Mittelneocom. In den massigen Sandsteinen dieser Stufe kommen nicht selten conglomeratische Bänke mit *Aptychus Didayi*, *Belemnites bipartitus*, seltener kleinen verkiesten Ammoniten vor, die gleichsam als Leitstern dieser Stufe auch weit nach Galizien hinein zu verfolgen sind und auch in Zdaunek bei Kremsier in Mähren vorkommen. Über den Grodischter Schichten erscheinen die bekannten schwarzen, feinblätterigen bituminösen Schiefer der Wernsdorfer Schichten mit zahlreichen Eisensteinflötzen und Butzen und einer reichen Cephalopodenfauna des Oberneocom oder Barremien. Nun folgen die schwarzen Schiefer und kieseligen Sandsteine, Conglomerate und kieseligen Toneisensteine der Ellgother Schichten als Vertreter des Aptien und die mächtigen grobbankigen grünlichen Godulasandsteine als Vertreter der Gault oder Albien (s. Fig. 97). Die Unterkreide streicht von Schlesien her nur bis nach Wieliczka hin in breiter Zone, weiter östlich beschränkt sie sich auf vereinzelte Aufbrüche, die am Liwocz bei Jaslo und bei Domaradz nach Mittel-, bei Dobromil selbst nach Ostgalizien reichen und dieselbe petrographische Ausbildung wie in Schlesien zeigen, mit geringfügigen, durch die große Entfernung hinlänglich begründeten Abänderungen.

Fig. 97. Typische Entwicklung des Godulasandsteins im Rzekatale südlich von Teschen. Aufnahme von A. Bilowitzki in Teschen.

In Galizien scheinen östlich von Kalwarya die Godulasandsteine, östlich von Wadowice die Teschener Schichten zu verschwinden. Die Ursache der ersteren Erscheinung dürfte in dem früheren Abschluß der Sedimentation.

die der letzteren in der geringeren Intensität der galizischen Aufbrüche zu suchen sein.

Auch die obercretacische Ablagerungsgruppe ist vorwiegend in zwei Hauptgebieten, einem inneren und einem äußeren, entwickelt. Das innere am Rande des alten Gebirges der Ostkarpaten und der Klippenzone haben wir bereits kennen gelernt. Im äußeren Verbreitungsgebiete unterschied Hohenegger Istebner und Friedecker Schichten: jene sollten im Hangenden des Godulasandsteins als massigmürbe Conglomeratsandsteine und schwarze Schiefer dem Cenoman, diese am Nordfuße der Schlesischen Beskiden dem Turon und Senon entsprechen. Die spärlichen Versteinerungen der Istebner Schichten und nicht weniger auch die der Friedecker Schichten verweisen aber nach A. Liebus ausschließlich auf Senon.[1]) Diese Stufe also ist es, die hier vor allen anderen in den Vordergrund tritt, wenn auch die Vertretung des Cenoman in den tieferen Teilen der Istebner Schichten nicht ausgeschlossen ist.

Das Übergreifen der Istebner Schichten, das namentlich im Olsatale bei Wendrin deutlich zum Ausdruck kommt, war von Hohenegger noch nicht klar erkannt worden; um so bestimmter aber erfaßte er das Transgredieren der Friedecker Schichten. „Die oberen Kreidegesteine respektive Meere“, sagt Hohenegger, „sind offenbar von Westen in die schon fertigen Täler der an der Nordseite hoch erhobenen älteren Kreidegesteine bis an die schlesische Grenze bei Friedeck vorgedrungen.“

In Wirklichkeit ist die Verbreitung der Friedecker Baculitenmergel und besonders der Baschker Sandsteine mit ihren bankigen hellen Sandsteinen, Fucoidenmergeln und Tithonkalkconglomeraten weit größer als Hohenegger annehmen konnte. Sie treten östlich von Wieliczka, vielleicht auch schon bei Inwald und Andrychau, wieder hervor und setzen östlich von Bochnia eine mächtige Zone zusammen, die sich bis über Przemysl in Mittelgalizien hinaus am Rande der Sandsteinzone fast ununterbrochen hinzieht. An mehreren Punkten sind hier Inoceramen gefunden, in Pralkowce[2]) bei Przemysl senone Ammonitiden und in Węgierka *Scaphites cf. constrictus.*[3])

Die Übereinstimmung dieser galizischen Bildungen mit dem Baschker Sandstein Schlesiens und Mährens ist eine frappante und beweist aufs neue, daß die verschiedenen Schichtengruppen der Karpatensandsteine gewisse Merkmale auf weite Strecken beibehalten. An die mächtige obercretacische Randzone Westgaliziens schließen sich ostwärts die Schiefer von Spas am

---

[1]) Kürzlich erkannte Wiśniowski eine Versteinerung der Istebner Sch. aus der ehemals Zeuschnerschen Sammlung als Scaphites constrictus. Kosmos. Lemberg 1902, S. 406.

[2]) Niedzwiedzki. Beiträge zur Geologie der Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 337. — V. Uhlig. Bemerk. z. Glied. d. karpat. Bild. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 213.

[3]) Szajnocha. Warstwy z Węgierki. Kosmos. Lemberg 1899. S. 174.

Dnjestr an.[1] Noch weiter südöstlich scheint die Entwicklung der Oberkreide immer spärlicher zu werden.

Nebst dieser Randzone, deren Fortsetzung nach Südwesten zweifellos in den senonen Belemnitellenschichten der Nikolsburger Klippen und den mit den Baschker Sandsteinen identischen Inoceramenschichten des Wiener Waldes zu suchen ist, taucht in Westgalizien noch eine mittlere Zone von Oberkreide im Saros-Gorlicer Gebirge auf. Hier herrschen krummschalige Inoceramensandsteine und blaugraue Tone vor, die Fucoidenmergel treten dagegen zurück. K. Paul[2]) verband diese Bildung zuerst als Ropiankaschichten mit den oligocänen Melettaschiefern, später aber versetzte er sie in das Neocom;[3]) eine Anschauung, die trotz mangelnder Begründung viel Boden gewonnen und in die Stratigraphie der galizischen Sandsteinzone leider die größte Verwirrung gebracht hat. Niemals ist in diesen echten Ropiankaschichten eine Spur von neocomen Versteinerungen gefunden worden; alle Funde, besonders die großen Inoceramen, weisen dagegen wie E. von Dunikowski[4]) erkannt hat, auf Oberkreide und zwar speziell auf die obercretacischen Inoceramenschichten des Wiener Waldes hin. Gehören diese Schichten, wie Grossouvre will, speziell dem Senon an, so könnten auch die echten Ropiankaschichten des Saros-Gorlicer Berglandes hier untergebracht werden.

Sämtliche Oberkreidebildungen der karpatischen Sandsteinzone, wie auch die der Klippenzone und des ostkarpatischen alten Gebirges, zeigen übereinstimmend mit der Oberkreide des nordalpinen Flysches in faunistischer Beziehung ein ausgesprochen nordeuropäisches Gepräge. Schon 1844 erkannte dies E. Beyrich für die Exogyrensandsteine des Waagtales und alle neueren Funde haben es bestätigt.

Die Entwicklungsreihe des Alttertiär unterliegt weit mannigfaltigeren Differenzierungen als die beiden cretacischen Reihen. Dem Alttertiär gehört die Hauptmasse der Gesteine der Sandsteinzone an, reichlich vier Fünftel des Flächenraumes dieser Zone, wahrscheinlich noch mehr, fallen dem Alttertiär zu.

Die Selbständigkeit der alttertiären Ablagerungen und ihre transgressive Natur tritt im Bereiche der Kerngebirge so klar hervor, daß wohl ein Blick auf die geologische Karte genügt, um diese schon von F. v. Hauer betonte Tatsache zu erkennen. Auch in der Klippenzone und am Rande der Ostkarpaten kann darüber kein Zweifel bestehen. Überall beginnt die alt-

[1]) Vacek. Mittelkarpatische Sandsteinzone. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 196.

[2]) K. Paul. Geolog. Verh. d. nördl. Saroser und Zémpl. Kom. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1869 S. 276, Jahrb. 1870, S. 249.

[3]) Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 304, Verh. geolog. Reichsanstalt 1874. S. 293.

[4]) Dunikowski i H. Walter. Geologiczna budowa naftonosznego obszaru I. u. II. Kosmos 1882 und 1883. Deutsch: Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpaten. Wien 1883.

tertiäre Schichtenfolge am Rande des älteren Gebirges mit mitteleocänen Strandconglomeraten und Nummulitenkalken, wo aber ausnahmsweise untereocäne Schichten vorkommen, wie z. B. im Szilagyer Komitat, bilden sie eine Ablagerung aus süßem Wasser.

Viel schwieriger ist dieses Verhältnis wegen der gleichartigen Gesteinsbeschaffenheit am Nordrande der Sandsteinzone festzustellen. Auch hier wies wieder HOHENEGGER zuerst den richtigen Weg. Scharf fixierte er die „Zeitperiode der kolossalen Zerstörung der älteren Gebirge" als eocän[1]) und zeigte, daß das „Eocänmeer nicht allein an der ungarischen Grenze hin das südliche Ufer des neuen Sandsteingebirges der Nordkarpaten bespülte, sondern auch durch die Schlucht bei Jablunkau und andere Einschnitte auf die Nordseite des Karpatensandsteines drang, wo es die Teschener Neocomgesteine inselartig umfloß". „So entstand," fährt HOHENEGGER fort, „in den Talmulden der älteren Kreidegesteine eine Ausfüllung zuerst von Böhmen her mit oberen Kreidegebilden und später von Ungarn her mit Eocängesteinen, welche beide Ausfüllungen am Ende der Eocänperiode nochmals gemeinschaftlich gestürzt, gerunzelt und verworfen wurden." Wir müssen bewundernd gestehen, daß die Unabhängigkeit der alttertiären Serie und die geologische Geschichte des Sandsteingebirges nicht klarer als durch diese Sätze beschrieben und nicht sicherer bewiesen werden kann als es durch HOHENEGGERS Aufnahmen in Schlesien geschah.

Aus Gründen der Wahrscheinlichkeit und Einfachheit muß man sich zu der Annahme hinneigen, daß die alttertiäre Transgression am Nordrande der Karpaten mit derselben Stufe, dem Mitteleocän, einsetzte wie weiter im Süden, aber paläontologische Anhaltspunkte für die Vertretung des Mitteleocän hat man bisher nur an wenigen Punkten, wie in Paiseni in der Moldau, vielleicht auch am Waschberg bei Stockerau oder in Pausram in Mähren gewonnen. Dagegen bestehen vielfach Hinweise auf die Vertretung des Obereocän und namentlich des Oligocän, wie vor einigen Jahren auch E. TIETZE[2]) wieder betont hat.

Die Erkennung des Alttertiär im allgemeinen bietet kaum besondere Schwierigkeiten. Weit heikler aber ist die für die tektonische Deutung so wichtige Frage der spezielleren Gliederung des Paläogen. Im galizischen Berglande, in den Westbeskiden und im mährisch-ungarischen Grenzgebirge kann man recht deutlich eine Dreiteilung erkennen: zu unterst rote und bunte Tone mit grünlichen, oft harten Sandsteinen mit Nummuliten, Orbitoiden und Bryozoën, darüber Beloveszaschichten, eine Wechsellagerung von grauen und grünlichen Schiefern und dünnen Sandsteinbänken und zu oberst als sicher jüngstes Glied Magurasandsteine, bankige bis massige Sandsteine, so recht der Typus des einförmigen „Karpatensandsteines".

---

[1]) HOHENEGGER verstand das Eocän im älteren Sinne mit Einschluß des Oligocän.

[2]) E. TIETZE. Geognostische Karte der Gegend von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 48, 400.

Menilitschiefer treten in dieser Zone seltener auf als im subkarpatischen Gebiete.[1])

In diesem erscheinen an der Basis des Alttertiär ebenfalls vielfach rote Schiefer, aber auch massig mürbe Sandsteine mit Orbitoiden und Lithothamnien, die sogenannten Cięzkowicer und Grudeker Sandsteine (von PAUL auch Kliwa-, Wama- und Jamnasandsteine genannt) und die damit verbundenen schwärzlichen und grünlichen Schiefer (z. T. Bonarówka- und Lednicerschichten), ferner auch schiefrige Sandsteine und bläuliche und grünliche Tone. Zu oberst finden sich namentlich in Westgalizien mächtige Ablagerungen von blaugrauen Tonen und plattigen und krummschaligen Sandsteinen, die sogenannten Krosnoschichten, denen in Mähren die Steinitzer Sandsteine vollkommen entsprechen. Fast in allen diesen Schichten erscheinen im vorkarpatischen Hügellande bald mehr, bald minder mächtige und typische Einlagerungen von Menilitschiefern. Magurasandsteine sind im vorkarpatischen Gebiete nicht entwickelt, während andererseits im Berglande die Cięzkowicer Sandsteine fehlen.

Mit dieser Aufzählung haben wir die Fazies- und Stufendifferenzierungen des Alttertiär noch nicht erschöpft, wollen aber nicht näher darauf eingehen, da das gegenseitige Verhalten dieser scheinbar proteusartig wechselnden Bildungen noch nicht genügend festgestellt ist. Vor allem besteht über eine Kardinalfrage noch keine genügende Klarheit: Sind sämtliche Alttertiärschichten des Hügellandes geologisch älter als die Magurasandsteine des Berglandes oder ist wenigstens ein Teil davon als Fazies des Magurasandsteines zu betrachten? R. ZUBER in Galizien und A. RZEHAK[2]) in Mähren beantworten diese Frage zwar mit der Annahme der letzteren Alternative, doch stehen auch gegenteilige Anschauungen dieser gegenüber.

Zu dem geologischen Bestande der Sandsteinzone gehören neben den besprochenen Alttertiär- und Kreidebildungen noch das salzführende Miocän am Außenrande, ferner transgredierende Lappen von jüngeren miocänen Tonen, Kalken, Sanden und Braunkohlen und endlich Splitter von älteren Gesteinen. Da ist besonders die dem Granit von Stockerau bei Wien an die Seite zu stellende Granitpartie von Bugaj in Westgalizien,[3]) ferner die Grünschieferscholle von Krasna in der Bukowina und vom Ojtospasse zu nennen. Klein zwar, aber doch zu groß, um von weitem hergeschwemmte Blöcke bilden zu können, scheinen diese Schollen anzudeuten, daß wir unmittelbar unter dem Karpatensandstein teilweise sehr alte Gesteine zu erwarten haben. Ferner ist hier an die obertithonischen

[1]) V. UHLIG. Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in Westgalizien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 33. Ergebnisse geolog. Aufnahmen in d. westgalizischen Karpaten, I. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888. — R. ZUBER. Geologie der Erdölablagerungen, I. Lemberg 1899.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Sandsteinzone Mährens. Annal. d. Franzensmuseums in Brünn, III. Bd., 1897, S. 5.

[3]) E. TIETZE. Geognostische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 855—858.

Stramberger und Kurowitzer Kalke zu erinnern, die zwar wegen ihrer auffallenden Fazies als besondere Bildungen erscheinen, in Wirklichkeit aber mit den unteren Teschener Schiefern eng verknüpft sind. Dasselbe dürfte auch von den Inwalder Kalken und der Hauptmasse der Nikolsburger Kalke gelten, sofern sie dasselbe geologische Alter haben wie die Stramberger Kalke.

Wesentlich älter aber sind ohne Zweifel die roten und grünlichen Knollenkalke des Oxfordien mit *Cardioceras cordatum* von Czettechowitz in Mähren.[1] Echt alpin nach Fazies und Fauna nehmen sie zu den gleichalterigen, aber echt mitteleuropäischen Schichten von Olomutschan bei Brünn eine derartige Stellung ein, daß man zu der Erklärung des merkwürdigen Gegensatzes dieser nur 50 *km* voneinander abstehenden Bildungen der von M. Neumayr angenommenen Meeresströmungen am Südrande der Bojischen Masse nicht entraten kann.

Nirgends kommen am Außenrande der Sandsteinzone Spuren der permisch-mesozoischen Bildungen der inneren Karpatenzonen zum Vorschein. Wir müssen daher wohl annehmen, daß der ehemalige Uferrand des mesozoischen Meeres der inneren Karpaten weiter nach innen lag und später von den sandigen Sedimenten der Flyschzone verdeckt wurde. Wir können ferner aus diesen Verhältnissen den Schluß ziehen, daß das Meer im allgemeinen erst im Tithon und Neocom die Grenzen der inneren Karpaten überschritt und eine neue Geosynklinale erfüllte, nachdem es sich im südlichen Mähren schon etwas früher im Oxfordien ausgebreitet hatte.

Exotische Blöcke.

Wieder war es Hohenegger, der dem Vorkommen großer Gesteinsblöcke im Karpatensandstein zuerst besondere Aufmerksamkeit gewidmet hat. Er sammelte solche Blöcke namentlich in den Grodischter, Ellgoter und Istebner Schichten, ferner in den Baschker Sandsteinen und besonders im Alttertiär und nannte sie nach Morlot exotische Blöcke. Diese Bezeichnung hat sich seither eingebürgert, trifft aber eigentlich nicht ganz zu, da sich von vielen dieser Blöcke heimische Herkunft nachweisen läßt.

An den meisten Stellen mengen sich Blöcke verschiedener Art, zuweilen sind aber auch Blöcke einer Art in solcher Menge angehäuft, daß man geneigt wird, eine nahe daran oder darunter befindliche Klippe des betreffenden Gesteins anzunehmen, wie z. B. bei den rötlichen Granitblöcken des Chlumecberges bei Bistritz a. H. in Mähren. Auffallend ist die stellenweise enorme Größe dieser Blöcke. Hohenegger hat in Schlesien Sandsteinblöcke mit Pflanzen der Steinkohlenformation von 5 *m* Länge und 2·6 *m* Höhe und Steinkohlenstücke von 3 Zentner Schwere nachgewiesen. Nach Hunderten zählen in den Karpaten die verfehlten, auf solche Blöcke begründeten Schachtanlagen. Aber selbst diese gewaltigen Trümmer Schlesiens

[1] M. Neumayr im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 549.

verschwinden gegen den von STUR[1]) aus der Gegend von Hustopetsch in Mähren beschriebenen, von Tegel umschlossenen Carbonblock, aus dem angeblich 26.000 Zentner Steinkohle bergmännisch gefördert wurden, und gegen die mächtigen Tithon- und Neocomkalkmassen des Bucegiconglomerates in Siebenbürgen (s. Fig. 93).

Die exotischen Blöcke sind vorwiegend in zwei Zonen ausgestreut: einer inneren am Rande der älteren mesozoischen Gebirge und einer äußeren am Außenrande der Sandsteinzone. Zahl und Größe der Blöcke nehmen im allgemeinen vom Außenrande der Sandsteinzone nach innen und vom Innenrande nach außen ab. Die Blöcke der inneren Zone in den Hüllschichten der Oberkreide und im Alttertiär haben einen augenscheinlich karpatischen Charakter, die Blöcke der äußeren Zone dagegen sind teilweise außerkarpatischer Herkunft. Man kann hier von Niederösterreich bis nach Przemyśl in Galizien ein großes westliches, von Przemyśl bis nach Rumänien ein großes östliches Gebiet unterscheiden. In beiden kommen reichlich Tithonblöcke vor, nebstdem aber zeichnet sich das westliche Gebiet durch mannigfaltige Gesteine von sudetischem Ursprung, das östliche durch eigentümliche grüne chloritische Felsarten von einheitlicher Beschaffenheit aus. Zu den sudetischen Felsarten des westlichen Bereiches gehören vor allen die Blöcke von produktiver Kohlenformation mit Pflanzenresten und von Steinkohle, ferner von marinem Kohlenkalk mit *Productus*,[2]) von oberjurassischem Ammonitenkalk, von oberdevonischem Kalk mit *Spirifer Verneuili*,[3]) von weißem und grauem Quarzit. Auch die roten Granite des Waschberges bei Stockerau hat man hier einzureihen, da E. SUESS ihre Verwandtschaft mit der Brünner Eruptivmasse erkannt hat, desgleichen auch die roten Granite von Bistritz a. H. und Freistadtl. Daneben kommen aber auch Gesteine von unsicherer Herkunft vor, verschiedene Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Porphyrite; für Schlesien und Mähren ist besonders ein grünlicher Glimmerschiefer, für Westgalizien ein grauer, häufig etwas gelblicher und selbst rötlicher pegmatitischer Augengneis und granitischer Gneis bezeichnend.

Halten wir uns an die sichergestellten Tatsachen, so vermögen wir in den Blöcken der westlichen Region nichts anderes zu erblicken als losgerissene Fragmente der ehemaligen sudetischen Uferregion des Flyschmeeres, und finden wir darunter auch Felsarten von nicht zweifellos sudetischem Charakter, so müssen wir wohl annehmen, daß das Anstehende derselben unter Diluvium, Miocän oder Karpatensandstein begraben liege. Der Granit von Bugaj und der Granit des Waschberges scheinen die letzten noch anstehenden Reste im Bereiche der Sandsteinzone zu bilden. Die

[1]) Tiefbohrung von Batzdorf in Schlesien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 5.

[2]) NIEDŹWIEDZKI. Beitrag zur Kenntnis der Salzformation. I. S. 40. — V. UHLIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 238.

[3]) HOHENEGGER, l. c. S. 35. — s. a. HOHENEGGER u. FALLAUX. Erläut. d. geogn. Karte v. Krakau. Denkschr. d. kais. Akademie. XXVI, S. 28.

Mannigfaltigkeit der an die Karpaten herantretenden Sudeten erklärt zur Genüge die Verschiedenartigkeit und den regionalen Charakter der Blockführung.

Mit dieser Mannigfaltigkeit im Westen kontrastiert auffallend die Eintönigkeit der grünen Gesteine im Osten. Die Hauptmasse und die größten Fragmente liegen hier in der miocänen Salzformation am Fuße des Gebirges, die Blöcke und Bruchstücke des Alttertiär und der „Ropianka-Schichten" sind gewöhnlich kleiner. Nach ihrem Auftreten und ihrer Verteilung muß man sie wohl mit E. Tietze[1]) als Abkömmlinge eines ehemaligen Uferwalles auffassen, der das Flyschmeer nach Nordosten begrenzte und die Unterlage der Anlandungen dieses Meeres, also zunächst des Tithonkalkes bildete. Bei Krasna in der Bukowina scheint, wenn wir Pauls Beschreibung richtig verstehen, ein nicht unbeträchtlicher Teil dieses Walles mit der tithonischen Auflagerung noch erhalten zu sein. Eine zweite Klippe dieses grünen Gesteins entdeckte J. Böckh im Karpatensandsteine am Ojtospasse.

Der hypothetische Randwall der Ostkarpaten wurde kürzlich durch R. Zuber[2]) in ein neues und bedeutsames Licht gerückt. Zuber erkannte, daß die grünen Gesteine des Randwalles in der Dobrudscha, dem merkwürdigen „Vorlande" des Balkan, anstehend vorkommen[3]) und zog hieraus mit Recht den Schluß, daß dieser Wall ehedem mit der Dobrudscha zusammenhing. Eine lange und schmale Zone grüner Gesteine erstreckte sich aus der Dobrudscha nach Nordwesten und ging bei Przemyśl in das sudetische Sandomirer Gebirge über. Die nordwestliche Streichungsrichtung sowohl der Dobrudscha wie auch des Sandomirer Gebirges unterstützt diese Annahme auf das beste. Diese Gesteinszone konnte nur eine sehr beschränkte Breite besessen haben, denn in geringer Entfernung treten überall Anzeichen der Podolischen Platte hervor, deren alte Gesteine an unseren Wall angrenzen müssen.

Das Längsstreichen des Walles fiel in den Ostkarpaten mit dem Ufer des Flyschmeeres zusammen, eine einheitliche Gesteinszone bildete hier der Länge nach die Küstenregion, wogegen im Westen verschiedenartige sudetische Zonen das Flyschufer begrenzten. Während aber die sudetische Grenzregion namentlich in Mähren und bei Krakau aus den späteren Ereignissen mit geringen Einbußen hervorging, fiel der ostkarpatische Wall fast gänzlich der Denudation und jenen Senkungsvorgängen zum Opfer, die zur Ausbildung der Geosynklinale des subkarpatischen Miocänmeeres führten.

---

[1]) E. Tietze im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 125. 1879, S. 291. 1882, S. 64. 1887, S. 52, 401. — s. a. Hilber. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 424. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 379.

[2]) Neue Karpatenstudien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 248.

[3]) Grüne „Tonschiefer" beschreibt Blöde vom bessarabischen Ufer der Donau. Neues Jahrb. 1841, S. 527.

Die Podolische Tafel.

Bei dem engen Anschlusse der Podolischen Tafel an den alten Randwall dürfte hier der geeignete Ort sein, um einen Blick auf jenes Gebiet zu werfen, das E. Suess mit Recht als „das fremdartigste Stück des Vorlandes" bezeichnet hat.

Fremdartig ist vor allem der nordische Charakter der fossilen Faunen, die der Hammer des Geologen aus den altpaläozoischen Gesteinen der Tafel zu Tage fördert, und fremdartig mutet uns ferner die fast horizontale Lagerung der Schichten angesichts der intensiven Faltungen der Karpaten an. Fast unbegreiflich erscheint es, wie es möglich war, daß diese Scholle bei den wiederholten Faltungen der Nachbargebiete in passiver Ruhe verharrte und erst die hauptsächlich L. Teisseyre [1]) zu dankende Erkenntnis, daß die Podolische Tafel doch gewisse, wenn auch vergleichsweise sehr unbedeutende Bewegungen mitgemacht hat, bringt diesen Gegensatz unserem Verständnis etwas näher.

In großen mäandrischen Schlingen durchzieht der Dnjester mit seinen nördlichen Nebenflüssen Zbrucz, Seret, Strypa, Złota Lipa und Lipa die weitgedehnte Podolische Platte. Ein Anstieg von 100 bis 200 *m* Höhe über die reizvollen, teilweise bewaldeten, steilen Talwände bringt uns auf die Höhe der Platte: rings umgibt uns hier eine unabsehbare, baumarme, teils kultivierte, teils steppenartige, lößbedeckte Ebene.

Den Ufern der tief eingeschnittenen Flüsse hat man schon vor vielen Jahren die Grundzüge des geologischen Baues in seiner Einfachheit entnommen.[2]) Auf russischem Boden taucht bei Jampol, Mogilew, Proskurow und Rowno die granitische Unterlage der Tafel auf, daran schließen sich nach Westen Silur-, dann Devongebilde mit äußerst minimaler Neigung nach Westsüdwesten an. Den galizischen Boden erreichen als älteste Bildung die obersilurischen fossilreichen Knollenkalke von Skała, dann folgen die

[1]) L. Teisseyre war so freundlich, mir einen noch nicht veröffentlichten deutschen Auszug aus seinen in polnischer Sprache erschienenen Arbeiten zur Verfügung zu stellen; er hat mich dadurch in die Lage gesetzt, die wichtigen Resultate seiner Forschungen für die Darstellung der Podolischen Platte zu verwerten. Ich spreche ihm an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aus

[2]) Nachstehend die wichtigsten Arbeiten über das galizisch-podolische Plateau: A. v. Alth. Paläoz. Gebilde Podoliens. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, VII, 1874. Gegend von Niżniów. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 319. Jurafauna von Niżniów. Beitr. z. Paläontologie Österreich-Ungarns I, 1879. — F. Schmidt. Bem. über d. galiz.-podol. Silerf. Bull. de St. Pétersbourg 1875. — E. v. Dunikowski. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 43. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellschaft 1884, S. 411. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 288. — E. Tietze. Gegend von Lemberg. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882. — V. Hilber. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 307. 1881, S. 123. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, VII. Bd., Heft 6. — V. Uhlig. Jahrb. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 175. — M. Łomnicki. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 587. Atlas geol. Galicyi. Krakau 1900. — L. Teisseyre. Atlas geologiczny Galicyi. Krakau 1900 (mit Literaturverzeichnis). — L. Szajnocha. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 146. J. v. Siemiradzki, Sitzungsber. k. Akademie. Wien, 98 Bd., S. 420.

brachiopodenreichen Kalke und Mergel von Borszczów, die Tentaculitenschichten von Czortków, die Übergangsschichten von Iwanie mit *Pterygotus* und *Pteraspis* und endlich die devonischen, roten Sandsteine als südlichstes Vorkommen dieser merkwürdigen nordischen Bildung in Europa.

Nach Ablagerung des roten Sandsteines tritt die Podolische Platte in eine lange Festlandsperiode ein. Erst die große Transgression der Oberkreide setzte auch dieses Gebiet allgemein unter Wasser und auf Silur und Devon fielen die Absätze der Cenomanstufe, weiter westlich auch die kreidigen Massen des Senon nieder. Im Paläogen wurde das Gebiet am Rande des Karpatenmeeres abermals Festland, bis es im Miocän von den Karpaten her neuerdings vom Meere überzogen wurde. Es folgt die postsarmatische Festlandsperiode und im Plistocän endlich breitet sich auf der Plateauhöhe der Löß aus.

Nur die Gegend bei Niżniów am Dnjester führt der einfachen Zusammensetzung noch ein neues Element zu: in einer schmalen Zunge ist hier von Nordwesten her das Meer des obersten Jura eingedrungen und hat eine bis zu 20 *m* mächtige Kalkablagerung mit *Corbula inflexa* und zahlreichen Nerineen und vielen anderen Versteinerungen abgesetzt. An der Basis zeigen sich in einer Conglomeratschicht mit silurischen und devonischen Geschieben die Spuren der Transgression, die vielleicht in derselben tithonischen Epoche von Nordwesten her erfolgte, in der im gesenkten Vorlande von den Karpaten her das Meer der Sandsteinzone sich etablierte.

Ein ungefähr 40 *km* breites, welliges Hügelland mit den Landschaften Pokucie, Podniestrze, Zadniestrze trennt das paläozoische Gebiet vom Ostkarpatenrande. Alle Aufschlüsse, selbst die tiefe Furche des Prutflusses zeigen hier die gipsreichen Tertiärtone in flacher Lagerung und nirgends wird auch nur eine Spur der älteren Schichten angetroffen. Dadurch sah sich A. v. Alth schon vor vielen Jahren veranlaßt, eine tiefe Versenkung der Tafel unter die Karpaten anzunehmen.

Die paläozoischen Schichten verschwinden aber nicht nur in südwestlicher Richtung aus den Aufschlüssen, sondern auch im Nordwesten ist jenseits der Linie Smykowce-Kowałówka an tiefgelegenen Punkten, an denen bei gleichmäßiger Lagerung die paläozoischen Schichten hindurchziehen müßten, nichts zu finden als die nach Westen hin immer mächtiger anschwellende senone Schreibkreide. Hier muß also ähnlich wie im Südwesten eine Absenkung der paläozoischen Platte bestehen und dasselbe nimmt Teisseyre für den südöstlichen Rand der Tafel in der Moldau an.[1] Auf Grund dieser Beobachtungen kann man im Gebiete der Podolischen Platte wei Hauptbestandteile unterscheiden: den altpaläozoischen Horst und die senonen Randsenkungen (s. d. tekton. Karte).

Die Senkung im Nordwesten, Teisseyres nordgalizisch-volhynische Senke, dehnt sich über 300 *km* breit bis an den Weichselbruch am Rande

[1] J. Simionescu. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897. Annal. scientifiques de l'Université de Jassy 1902.

des Sandomirer Gebirges aus, in querer Richtung zieht sie weithin in das Herz der Russischen Tafel. Von ihrem Betrage gibt der Umstand eine Vorstellung, daß die im Jahre 1894 auf dem Ausstellungsplatze in Lemberg durchgeführte Schau-Tiefbohrung in 500 *m* Tiefe die senone Kreide noch nicht durchsunken hatte. Aus der Verteilung des mittleren Devon erschließt TEISSEYRE den merkwürdigen Umstand, daß der volhynischen Senkung in der Zeit nach dem Mitteldevon eine äußerst flache Synkline der paläozoischen Schichten entsprach. Damals bestand also noch nicht die flache Neigung nach WSWesten, die wir jetzt wahrnehmen, sondern ein äußerst schwaches Gefälle nach Nordwesten. Der Oberjura fand dagegen schon die jetzige Neigung vor, denn er ist nur am Südwestrande gleichsam als Fortsetzung der sudetischen Jurazone abgelagert, fehlt dagegen gänzlich am Nordwestrande des paläozoischen Horstes. Wir erkennen also hier zwar unsichere, aber doch nicht zu vernachlässigende Spuren von alten Bewegungen, die TEISSEYRE als podolisch-volhynisches und podolisch-sudetisches System bezeichnet.

In einer späteren Periode, im Cenoman, beginnen die schon erwähnten Randsenkungen und führen im Senon zu immer stärkerer Vertiefung. Die Tiefseefazies der Schreibkreide und ihre gewaltige, den gesamten alten Plateauschichten gleichkommende Mächtigkeit hängt offenbar mit diesen Vorgängen zusammen.

Am Südwestrande nahmen die Senkungen auch noch später ihren Fortgang. Nach TEISSEYRE vollzog sich hier die Bewegung hauptsächlich an 3 parallelen, nach Südosten streichenden Linien (Brdo-Narol, Bóbrka-Mikołajew, Gródek-Żurawno). Auch hier erscheint im gesunkenen Gebiete zunächst die Schreibkreide, hauptsächlich aber der miocäne Gipston. Die äußere Linie Brdo-Narol dieser von TEISSEYRE podolisch-opolisch genannten Dislokationen gibt den eigentlichen Südwestrand des paläozoischen Horstes ab. Sie tritt im Gelände als flache Terrainwelle (Höhenrücken Kamuła 477 *m*, Przemyslany-Czernelica) hervor und ist ihrer tektonischen Natur nach eine äußerst flache Flexur.

Die mittlere Linie Bóbrka-Mikołajew entspricht der subpodolischen Senongrenze; sie ist am Südwestrande des Lemberg-Tomaszower Rückens durch eine Reihe von Bohrungen gelegentlich der Anlage der Lemberger Wasserleitung nachgewiesen. Die Linie Gródek-Żurawno endlich fällt mit der Verbreitungsgrenze der podolischen (Lithothamnienkalk-) Fazies des Miocän zusammen; ihr abgesunkener Südwestschenkel fällt der subkarpatischen Salz- und Gipspfanne anheim.

Natürlich können diese Linien nach dem Wesen der geologischen Verhältnisse und bei den geringen künstlichen Tiefaufschlüssen dieses Gebietes nicht überall scharf nachgewiesen werden, sie sind daher auch nicht als endgültig festgestellt zu betrachten, wohl aber sind sie geeignet, um späteren Forschungen gleichsam als Ansatz zu dienen und eine Vor-

stellung von dem staffelförmigen Absinken der Tafel zu vermitteln, das sich jedenfalls bis in die Miocänperiode hinein fortgesetzt hat.

Noch jüngere Bewegungen als diese vollzogen sich an der Linie Gołogory-Krzemieniec quer zu den subpodolischen Randsenkungen. Ein flaches dachförmiges Gewölbe ist hier orographisch durch den Plateausteilrand Lemberg-Brody auffallend markiert; der Unterschied zu beiden Seiten dieser Linie wird durch den Umstand noch gesteigert, daß das Senkungsgebiet der Bug-Styr-Niederung seine Tertiärdecke verloren hat.

Wollte man nun den Versuch wagen, Beziehungen zwischen podolischen und karpatischen Bewegungen herzustellen, so könnte wohl das noch recht dunkle podolisch-volhynische System auf die präpermische Faltung, das podolisch-sudetische auf die beginnende Einsenkung der Geosynklinale der Sandsteinzone und die podolisch-opolischen Senkungen auf die präcenomane und die jüngeren karpatischen Bewegungen zurückgeführt werden. Die allmähliche Vertiefung des podolischen Senonmeeres hat ihr Seitenstück in einer ähnlichen Erscheinung im Bereiche der Karpatenkreide.

Im Hinblick auf die Karpaten erregen von allen tektonischen Erscheinungen der podolischen Tafel die sudetisch-opolisch-podolischen das größte Interesse. Tritt hier die Südostrichtung in den Vordergrund, so könnte dies sehr wohl im Sinne des ehemaligen Bestandes eines alten, die Sudeten mit der Dobrudscha verbindenden Randwalles gedeutet werden, dessen Streichungsrichtung sowohl für diese Dislokationen und die Anlage der Geosynklinalen des Karpatensandsteins und des Miocän, wie auch für die Faltungsrichtung der Karpaten maßgebend wurde. Die Abhängigkeit der Geosynklinale des Karpatensandsteins von den podolischen Senkungen geht deutlich auch aus dem Umstande hervor, daß die Sandsteinzone gerade da ihre größte Breite entfaltet, wo bei Przemyśl die volhynische mit der subpodolischen Senkung zusammentrifft. Der alte Wall der grünen Gesteine muß in tithonisch-untercretacischer, obercretacischer und paläogener Zeit bei der beträchtlichen Verschiedenheit der tithonischen und obercretacischen Sedimente hüben und drüben noch bestanden haben. Er sonderte die karpatische von der subpodolischen Senke so vollständig, daß sich in letzterer die weiße Senonkreide mit nordischen Merkmalen ablagern konnte. Erst das ältere Miocän fand diese Schranke teilweise, das jüngere gänzlich niedergebrochen, die subkarpatische vereinigte sich mit der subpodolischen Senke zu einer einheitlichen Geosynklinale, in der eine einheitliche Miocänfazies zur Ablagerung gelangte.

Aus den Lagerungsverhältnissen der Podolischen Platte geht klar hervor, wie wenig die speziellen karpatischen Faltungen diesen Teil des Vorlandes beeinflußten. Wie immer man die Senkung an der Linie Brdo-Narol deuten mag, kann man keinesfalls über diese Linie hinaus eine Einwirkung zulassen.

Im sudetischen Vorlande wurde die Mulde von Trzebinia bei Krakau

von verschiedener Seite karpatischem Einflusse zugeschrieben,[1]) und besonders G. Gürich[2]) scheint geneigt, in einem großen Teil von Oberschlesien karpatische Spuren zu erkennen. Der leitende Gesichtspunkt ist hiebei zumeist nur die Richtung der Dislokationen, es sollte aber auch deren geologisches Alter berücksichtigt werden. Die Entstehung der podolischen Randbrüche konnten wir mit guten Gründen mit der Einsenkung der Geosynklinalen und nicht mit der eigentlichen Faltung in Beziehung setzen und dasselbe könnte wohl auch für gewisse sudetische Erscheinungen, wie die Senke von Trzebinia oder Weißkirchen gelten. Handelt es sich aber um Linien des präpermischen Anteiles des sudetischen Vorlandes, so ist die Möglichkeit im Auge zu behalten, daß solche Dislokationen aus präpermischer Zeit stammen, in der ein Unterschied zwischen Karpaten und Sudeten insofern nicht bestand als beide Gebiete von variscischer Faltung betroffen waren. Die Feststellung karpatischer Einwirkungen unterliegt daher in den Sudeten großen und noch nicht überwundenen Schwierigkeiten.

Die Sandsteinzone in Mähren.

Die sozusagen berüchtigte Eintönigkeit der Sandsteinzone kommt in Mähren namentlich im Marsgebirge und mährisch-ungarischen Grenzgebirge zu voller Geltung.[3]) Bis an die Klippenzone herrschen hier Marchsandsteine, häufig in schiefriger Ausbildung mit vorwiegend südöstlichem, seltener nordwestlichem Einfallen. Leichte Faltungen, besonders aber zahlreiche Längsbrüche dürften diese Gestaltung bedingen. Tiefere Schichten, nach Pauls Beschreibung vermutlich Inoceramenschichten, scheinen nur bei Hluk, am Borkiberg bei Wessely a. M. und am Gebirgsrande bei Straschnitz aufzubrechen.

Am Außenrande der Marchsandsteinzone treten besonders bei Bistritz a. H. rote Tone, nummulitenführende Conglomerate und Menilitschieferzüge in Verbindung mit lokalen Sandsteinmassen hervor, sodann folgen nach außen die eigentlichen Bildungen der subkarpatischen Vorstufe. Von diesen sind die

---

[1]) S. Tietze. Umgebung von Krakau, S. 399.

[2]) Übersicht der geologischen Verhältnisse des oberschlesischen Exkursionsgebietes. Vortrag Breslau 1892.

[3]) Vergl. besonders: Glocker. Menilitschiefer in Mähren. Ber. d. Ver. deutsch. Naturforsch. Graz 1843. — Fötterle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, IV. Jahrb. 1858, S. 38. — M. Hoernes. Menilitschiefer von Nikoltschitz und Krepitz. Haidingers Ber. III, S. 83 etc. — A. Rzehak. Beiträge zur Kenntnis der Sandsteinzone Mährens. Annal. d. Franzensmuseums in Brünn, II. u. III. Bd., 1896 u. 1898. — Fauna der Oncophorasch. Verh. d. Naturforscherver. in Brünn, XXXI. Niemtschitzer Sch., Verh. d. Naturforscherver. in Brünn, XXXIV, 1896. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 363. Die zahlreichen Aufsätze von Rzehak sind bei K. Paul zitiert. — K. Paul. Mähr.-ung. Grenzgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 447. Südwestende der Sandsteinzone. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 199. — Th. Fuchs. Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen etc. Sitzungsber. 111. Bd., S. 433, 1902. — L. v. Tausch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 405. — V. Uhlig. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 112. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 247. 313.

Menilitschiefer von Nikoltschitz und Krepitz von altersher bekannt, andere hat in neuerer Zeit besonders A. RZEHAK beschrieben, wie die Niemtschitzer Schichten, die Pausramer Mergel, die Orbitoidensandsteine. Sie alle scheinen samt den Steinitzer Sandsteinen und Auspitzer Mergeln geologisch älter zu sein als die Magura- oder Marchsandsteine. Die enge Verknüpfung dieser subkarpatischen Bildungen mit Menilitschiefern rückt hier das Oligocän in den Vordergrund, nur die kleine Conchylienfauna der Pausramer Mergel spricht für höheres, vielleicht obereocänes Alter.

Wegen der schlechten Aufschlüsse des hügeligen, lößbedeckten Geländes ist hier noch manches auch in jenem wichtigen Teile der Sandsteinzone fraglich, wo das subkarpatische Alttertiär mit den sudetischen Culmsandsteinen in unmittelbare Berührung tritt. Zwischen Weißkirchen und Leipnik ist eine sudetische Randpartie von ungefähr 14 *km* Länge und bis zu 6 *km* Breite durch die vom Beczwaflusse benutzte Grabensenkung vom Hauptstocke der Sudeten gleichsam abgesprengt und zu den Karpaten geschlagen. Die miocäne Geosynklinale vertiefte sich hier

Fig. 98. Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse am sudetisch-karpatischen Kontakt bei Leipnik in Mähren.
1 Culm-Grauwacke, 2 Menilitschiefer, 3 Pecten-Sande der II. Mediterranstufe.

nicht ausschließlich an der karpatisch-sudetischen Grenze, sondern erfuhr gewissermaßen eine Spaltung: der tiefere Arm schnitt in die Culmgrauwacke ein, der seichtere lief an der karpatisch-sudetischen Grenze hin.

Kein Teil des Gebirges eignete sich zur Klärung des Verhältnisses der Sandsteinzone zu ihrem sudetischen Vorlande besser als dieser, wenn hier die Aufschlüsse nicht so mangelhaft wären. Menilitschiefer und die sie begleitenden Tone schmiegen sich an den Culm an und greifen bei Parschowitz und in Radotin ziemlich tief in das Gebiet der Culmgrauwacke ein, welche die subkarpatische Zone nicht unbeträchtlich an Höhe überragt. Die Menilitschiefer zeigen keine steile Lagerung, die etwa auf enges Angepreßtsein schließen ließe, sondern, soviel man urteilen kann, wellig verbogene Schichten (s. Fig. 98). Wenige Kilometer südlich vom sudetischen Rande streicht der alttertiäre Flysch regelmäßig nach Nordosten, ohne irgend eine Beeinflussung durch die sudetische Randscholle erkennen zu lassen.

Das Miocän erscheint hier auf karpatischem Untergrund in Form von anscheinend flach lagernden mächtigen Geschiebeanhäufungen, auf sudetischem Boden bei Netschitz als Sand mit Kammuscheln, bei Weiß-

kirchen als Ton. Der Pectensand von Unter-Netschitz liegt angesichts der wenige hundert Meter südlich davon auftretenden Menilitschiefer horizontal auf den Schichtköpfen der nordwestwärts geneigten Culmgrauwacken (vergl. Fig. 98 und 99).

Die Gesamtheit dieser Beobachtungen sagt uns, daß hier eine intensive Anpressung der Menilitschiefer von Süden her nicht stattgefunden haben konnte. Auch für eine flache, von weither kommende Aufschiebung der karpatischen Bildungen auf den Culm liegen keine sicheren Anzeichen vor, vielmehr scheinen diese Bildungen auf dem Culm abgelagert und in flache Falten gelegt zu sein. Wie dem auch sein mag, geht aus der flachen Lagerung des Miocän doch mit Sicherheit hervor, daß die Faltung der Karpatensandsteine der Ablagerung des Miocän vorangegangen sein muß. Nirgends bemerkt man hier eine Spur nachmiocäner Faltung. Ähnliche Erfahrungen scheint schon in den Sechzigerjahren E. Suess in dieser Gegend und ihrer Nachbarschaft gesammelt zu haben. „Vergebens," sagt er, „habe ich gesucht, mir nördlich von den Polauer Bergen, z. B. in

Fig. 99. Überlagerung des Culmsandsteins (1) durch die horizontalen Pectensande (2) in Netschitz bei Leipnik, Mähren.
An der Basis der Pectensande liegt eine Geschiebelage aus Rollstücken von Culmgrauwacke.

der Gegend von Ostrau, Rechenschaft von dem Fortstreichen dieser Störungslinie, (d. i. der Antiklinale der Molasse) zu geben."[1]

Die niederösterreichisch-mährischen Klippen.

E. Suess betrachtete zur Zeit seiner hier erwähnten Untersuchungen den langen über Ernstbrunn, Staats, Falkenstein, Stützenhofen, Klein-Schweinbart und Nikolsburg bis Polau sich hinstreckenden Zug von tithonischen Inselbergen und Klippen als Vertreter der schweizerischen Antiklinale der Molasse. Obwohl er selbst diese Ansicht verlassen hat, scheint doch ein richtiger Kern darin enthalten zu sein: das streng lineare, karpatische Streichen dieser Klippen stempelt sie im Vereine mit anderen Erscheinungen in der Tat zu einer Leitlinie des karpatischen Gebirgsbaues, allerdings einer Linie von höherem Alter als die Antikline der Molasse.

Die unterbrochene Kette der Ernstbrunn-Nikolsburger Klippen ragt frei aus einer flachen Umgebung von plistocänen und miocänen Bildungen auf. Vordem konnte man ihre karpatische Natur nur aus dem Umstande erschließen, daß sie mit ihrem Nordrande direkt in den mährischen subkarpatischen Flysch hineinstreichen. Heute weiß man durch O. Abel und

[1] Bemerkungen über die Lagerung des Salzgebirges von Wieliczka. 58. Bd. Sitzungsber. d. kais. Akademie 1868, S. 8.

A. RZEHAK,[1]) daß da und dort kleine Partien von alttertiären Steinitzer Sandsteinen und Menilitschiefern an beiden Flanken der Inselberge auftauchen. Man weiß heute ferner, daß sie nicht bei Ernstbrunn, sondern weit südlicher im Flyschzuge des Rohrwaldes bei Stockerau a. D. beginnen. In Niederfellabrunn, am Hundsberge, im Neppeltale, beim Grünstallwald kennt man jetzt kleine Klippen von Mergelkalk des Stramberger obertithonischen Horizontes, dem nach ABEL auch die koralligenen Diceratenkalke von Ernstbrunn und die hellen oberen Kalke von Nikolsburg angehören. Der Stramberger Horizont, interessant durch einige von ABEL nachgewiesene Formen von russischer Herkunft, spielt hier jedenfalls eine große Rolle; nur die tieferen Nikolsburger Mergelkalke mit verkieselten Versteinerungen mögen einem geologisch älteren Horizonte angehören.

In der Nähe der Rohrwaldklippen kommt am Waschberge Granit mit rotem Feldspat zu Tage; an anderen Stellen verraten massenhafte Granitblöcke die Nähe eines granitischen Untergrundes, der vielleicht un-

1

2

1a

2

Fig. 100. Tithonklippe nördlich von Nikolsburg.
Nach handschriftlicher Aufzeichnung von O. Abel.
1 weißer Tithonkalk, bei 1a liegt der große Turold-Steinbruch, 2 Senonkreide, oben grünliche, glaukonitische Inoceramenmergel, darunter eine zirka 2 m mächtige gelbliche Lage. Von den kleinen Verwerfungen, die im Turold-Steinbruch aufgeschlossen sind, ist eine älter, zwei jünger als die Senonhülle.

mittelbar die Klippenkalke trägt und bewirkt haben mag, daß diese Kalke zumeist nicht steil gelagert sind. Untersenone glaukonitreiche Inoceramenmergel und obersenone Mucronatenmergel von außeralpinem Gepräge umhüllen und umlagern diskordant die Klippenkalke (vergl. Fig. 100) und senone Breccien mit Tithonfragmenten erfüllen die Spalten des Tithonkalkes. Eine Erhebungs- und Denudationsperiode mußte hier, ganz so wie in der südlichen Klippenzone, der Invasion der Oberkreide vorangegangen sein und eine zweite Denudationsperiode folgte nach.

Die mittel- oder obereocäne Transgression fand die granitische Unterlage am Waschberge bei Stockerau entblößt, die alttertiären Sedimente deckten und umhüllten den Granit und die Tithonklippen und so entstand, ähnlich wie in der südlichen Klippenzone, die zweite Klippenhülle, der in der Miocänperiode eine dritte und eine vierte in Form des Schliers und

[1]) O. ABEL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899. S. 284. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899. S. 374. 1897. S. 343. — A. RZEHAK. Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums in Brünn 1902, S. 28.

des Leithakalkes und, wenn man will, eine fünfte aus Löß und Schotter im Plistocän nachfolgte.

An der Thaya verschwinden zwar zunächst die südmährischen Klippen, aber in der Fortsetzung ihres generellen Streichens nach Nordosten tauchen in gewissen Abständen die als nördliche Klippenlinie bekannten Klippen von Czettechowitz, Zdaunek, Kurowitz, die kleinen Vorkommnisse bei Freistadtl und Bistritz am Hostein auf, die über die Klippen von Keltsch, Lauczka, Skaliczka und Jasenetz zu der altberühmten Riffmasse von Stramberg, zu den schlesischen „Blockklippen“ und den Klippen von Roczyny, Inwald und Andrychau in Galizien hinführen. Es wäre vielleicht trotz der Regelmäßigkeit des Gesamtstreichens dieser Zone gewagt, hier eine Leitlinie anzunehmen, wären die Hüllschichten längs dieser Linie nicht mit massenhaften Tithonblöcken ausgestattet, die gewissermaßen als Aufbereitungsprodukt dieser Klippen sowohl die ungefähre ehemalige Lage derselben angeben wie auch den Mangel des anstehenden Tithongesteines teilweise erklären.

Die Klippenzone zieht sich zwischen den Pollauer Bergen und der Gegend von Keltsch ungefähr an der Grenze zwischen dem subkarpatischen Hügellande und dem Marchsandstein hin. Daher ist denn auch gerade die Grenzbildung zwischen dem Steinitzer Sandstein und Marchsandstein durch jene Conglomeratmassen ausgezeichnet, die bei Bohuslawitz, Buchlowitz, Koritschan schon die Aufmerksamkeit von Boué, Beyrich und Fötterle auf sich gezogen haben, die aber auch bei Kobyle, Wrbitz, Charlottenfeld, Theresienfeld, nach Rzehak bei Tieschan, ferner in Czettechowitz, bei Freistadtl, bei Bistritz am Hostein und an vielen anderen Punkten entwickelt sind.[1]) Sie enthalten nicht bloß Tithonfragmente, sondern auch Blöcke von Granit, Gneis, Quarzit, selbst von Melaphyrmandelstein und Porphyrit. Speziell durch die massenhafte Granitanhäufung am Chlumecberge bei Bistritz am Hostein könnte man sich verleitet finden, auch hier noch eine Granitunterlage des Tithon wie im Rohrwalde zu vermuten.

Der altbekannte Klippenkalk von Kurowitz (s. Fig. 101), eines der vorzüglichsten Materialien zur Zementfabrikation in Österreich, ist durch einen großen Steinbruch auf ungefähr 500 *m* Länge aufgeschlossen.[2]) Die wahre Mächtigkeit des weißen, muschelig brechenden, wohlgeschichteten und an lithographischen Schiefer erinnernden Gesteins beträgt ungefähr 150 *m*. Große und kleine gestreifte Aptychen, Leitformen des Tithon, liegen

[1]) Hingenau. Übersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Schlesien. Wien 1852. — F. Fötterle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, S. 49, 1865. Verh. 251. — A. Rzehak. Jurassische Kalkgerölle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 1—8. 1879, S. 79. — V. Uhlig. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 114. — Beyrich. Flötzentwicklung in Schlesien. Karstens Archiv, 18. Bd., 1844.

[2]) Glocker. Verh. d. kais. Leop. Karol. Akad. d. Naturf. XIX, II. Suppl. — Peters, Fötterle und Paul bezeichnen die Kalke von Kurowitz als neocom; das ist aber sicher unrichtig, wenn man unter „Neocom“ einen höheren Horizont als Stramberg versteht, denn die Kurowitzer Kalke enthalten typische große Aptychen der Tithonstufe.

in großer Zahl auf den Schichtflächen. Die knieförmig gebogenen Schichten fallen steil nach Südosten ein und sind von nordöstlich geneigten steilen Klüften und von westnordwestlich geneigten Quetschzonen durchzogen.

Die unmittelbare Umrahmung der Klippe besteht am Südrande aus einem förmlichen Schuttmantel von nuß- bis kopfgroßen, bald gerundeten, bald eckigen und durch roten und grünlichgrauen Letten und Sand verkitteten Kalkstücken. In der Conglomeratmasse liegen einzelne Linsen oder Bänke von grünlichgrauen Sandsteinen und Mergelschiefern. Eine eklatantere Schutthülle könnte die Theorie der Klippen im Sinne von alten Inseln nicht fordern als sie hier an der Südwand des Steinbruches aufgeschlossen ist. Der Nordrand ist leider noch nicht entblößt. In der nördlichen Umgebung der Klippe stehen als unmittelbare Hülle Steinitzer Sandsteine mit südöstlichem Einfallen an. In der mit dem Klippenkalk parallelen Lagerung der Hüllschichten und den Kluft- und Pressungsrichtungen des Klippenkalkes

Fig. 101. Tithonklippe von Kurowitz in Mähren.
1 obertithonischer Aptychenkalk, 2 Steinitzer Sandstein, alttertiär, bei 2a eine mächtige Ablagerung von Tithonkalkgeschieben mit einzelnen Sandstreifen, 3 Marchsandstein, alttertiär.

erkennen wir die Spuren der intensiven, nach Ablagerung des Alttertiär eingetretenen Bewegungen, welche die Klippe und ihre Hülle gemeinsam betroffen haben.

Auch die kleineren Klippen von Zdaunek und Czettechowitz liegen nahe an der Grenze zwischen March- und Steinitzer Sandstein: jene ist von Steinitzer Sandstein, diese von Marchsandstein umhüllt. In beiden Lokalitäten fallen die Schichten der Klippengesteine gleichgerichtet mit ihrer Hülle nach Südosten ein. In Zdaunek besteht das Klippengestein aus mittelneocomen Grodischter Schichten, grobkörnigen Sandsteinen und tonigen Fleckenmergeln mit *Aptychus Didayi* und *Duvalia dilatata*.[1]

In Czettechowitz tauchen an derselben Streichungslinie nahe bei ein-

[1]) PAULS „Crinoidensandsteine" sind nichts anderes als typische Grodischter Sandsteine mit vereinzelten Crinoidenstielgliedern in der charakteristischen Aptychenbreccie. PAUL gibt in Zdaunek Oberkreide an, die hier anstehend nicht zu finden ist. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 208. Erläuterungen zum Kartenblatte Austerlitz. Wien 1899, S. 6, 7.)

ander zwei kleine Klippen auf: die westliche besteht nur aus hellgrauem Kalkstein nach Art des Kurowitzer Tithon und ist im Liegenden und Hangenden gegen die Hüllschichten durch scharfe Brüche begrenzt (s. Fig. 102). Die östliche zeigt an der Basis grauen, splittrig brechenden Kalk mit gelblichen Hornsteinbändern und darüber dunkelroten und grünen Knollenkalk mit den Versteinerungen der Cordatuszone der Oxfordstufe. Die hangendste Partie von leider unbekannter Zusammensetzung ist bereits abgebaut. Auch diese kleine Masse ist durch Brüche begrenzt: nach Westen schneidet sie an einer ziemlich steilen nordsüdlichen, nach Süden an einer ostwestlichen Kluft ab.

Offenbar haben wir in diesen Brüchen sekundäre Erscheinungen ohne Bedeutung für das wahre Wesen der Klippen zu erblicken, wie die Erhaltung der ursprünglichen randlichen Conglomerathülle in Kurowitz und die mächtigen Conglomerate von Czettechowitz deutlich beweisen. Der Aufschluß Fig. 102 bringt zwar die Neumayrsche Durchspießungstheorie in Erinnerung, spricht aber dennoch nicht für diese Theorie. Neumayr dachte sich, wie wir gesehen haben, die Jurakalke und die jüngeren Hüllgesteine kontinuierlich abgelagert und stellte das Hervortreten der Klippenkalke ausschließlich auf Rechnung der Faltung und des Härteunterschiedes von Kalkstein und Flysch. Unsere Conglomerathülle zeigt uns aber, daß die Klippenkalke schon vor Ablagerung des Alttertiär als gehobene und erodierte Massen aufragten; diesem Umstande ist die eigentliche Klippennatur, der späteren gemeinsamen Faltung nur die Entstehung der sekundären Brüche und Quetschungen, vielleicht auch ein gewisses Mitreißen und Emporpressen, eine gegenseitige Adjustierung zuzuschreiben. Sowohl in Kurowitz wie in Czettechowitz und Zdaunek ist nur die zweite, alttertiäre Hülle vorhanden, die erste, obercretacische, fehlt. Daß die Oberkreide hier nicht zur Ablagerung gelangte, ist indessen wenig wahrscheinlich, vielleicht ist sie vor Absatz des Alttertiär denudiert worden, vielleicht befinden sich ihre Ablagerungen in größerer Tiefe.

N S

Fig. 102. Westliche Juraklippe in Czettechowitz, Mähren.
In der Mitte Kalkstein nach Art des Kurowitzer Tithonkalkes, an den Seiten Marchsandstein mit zahlreichen Jurakalkgeschieben. Die Kontaktflächen bilden Bruchflächen, parallel diesen Bruchflächen durchsetzen Quetschzonen den Sandstein.

Über die kleinen Vorkommnisse von Lukovecky bei Freistadtl und die von Foetterle erwähnten Kalke von Rottalowitz und vom Juchinabache, die Klippen von Lauczka, Skaliczka und Jasenetz gehen wir hier rasch hinweg. Etwas eingehender muß uns dagegen die Klippe von Stramberg beschäftigen (s. Fig. 103 bis 105).

Wiederholt ist der Versuch gemacht worden, besonders von E. v. Mojsisovics[1]) und Hébert,[2]) die Kalkmasse von Stramberg in Unterstufen zu gliedern; das scheitert aber an der Einheit der ungeschichteten Kalkmasse und ihrer so berühmten, überreichen Fauna. Speziell die Ammoniten sollten auf die nördliche Partie unterhalb der Schloßruine beschränkt sein; in Wirklichkeit fanden sie sich hier nur etwas häufiger vor als in anderen Teilen der Kalkmasse, die aber dieselben Arten, speziell den bezeichnenden *Perisphinctes transitorius*, in vielen Exemplaren geliefert haben. Die sogenannten roten Nesselsdorfer Schichten mit ihrer eigentümlichen, kürzlich von M. Remeš näher beschriebenen Krüppelfauna nehmen zwar ein ziemlich hohes Niveau ein, sind aber doch nichts anderes als eine äußerst untergeordnete Lokalfazies.

Den Schlüssel zum Verständnis der ungefähr dreieckigen 1·5 *km* messenden und nach Süden geneigten Kalkmasse von Stramberg bieten namentlich die Aufschlüsse an der Südostseite der Klippe. Schwärzliche, etwas sandige Mergelschiefer mit *Belemnites latus* vom Aussehen der Unteren Teschener Schiefer überlagern hier den weißen Kalkstein und verzweigen sich in verwickelter Weise tief in den Kalkstein hinein. Der Gemeindesteinbruch am Ostrande der Kalkmasse wurde deshalb verlassen. In den südwestlich folgenden Steinbrüchen ist der Kalkstein mit dem schwarzen Schiefer durch eine Art Wechsellagerung verbunden und löst sich an der unregelmäßigen Grenze gegen den schwarzen Schiefer in ein von diesem durchflochtenes Haufwerk von eckigen Kalkbrocken auf, ganz nach Art der von Mojsisovics beschriebenen Übergangszone der Südtiroler Riffe und der „Vorriffzone" von E. Fraas. Im östlichen Teile, am Kotouč oder Ölberg, ist die Kalkmasse kompakter, zeigt ein steileres Einschießen und ist vom schwarzen Unteren Teschener Schiefer regelmäßig überlagert (vergl. Fig. 103).

Auf dem wenig mächtigen Unteren Teschener Schiefer liegt hier, vorzüglich aufgeschlossen, Oberer Teschener Schiefer und wir erhalten somit von unten nach oben die Schichtenfolge: Stramberger Riffkalk (Obertithon), Unterer Teschener Schiefer (Berriasien), Oberer Teschener Schiefer (Valanginien). Da der Untere Teschener Schiefer hier augenscheinlich in engen Beziehungen zum Riffkalk steht, liegt es nahe, seine geringe Mächtigkeit und den Mangel der Teschener Kalke mit der starken Entwicklung des Riffkalkes in Verbindung zu bringen. Das bei Teschen im Unteren Teschener Schiefer nachgewiesene Vorkommen von tithonischen Perisphincten und Aptychen unterstützt eine derartige Annahme. In Schlesien ist der Untere Teschener Schiefer viel mächtiger, er enthält ebenfalls bedeutende tithonische Kalkmassen (in Koniakau, Bobrek, Stanislowitz, Wischlitz u. s. w.), die aber freilich leider schon verschwunden und der Industrie zum Opfer gefallen

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 136. 1868, S. 127.

[2]) Observation sur le caract. de la faune des calc. de Stramberg. Bull. Soc. géol. de France, 2. sér., t. XXVI, p. 888. Geolog. Magazine London vol. VI, Nr. 7, 1869. Âge relat. des calc. à Ter. moravica. Ebda., 3. sér., t. II, p. 148, 3. ser., t. VI, p. 108.

sind. HOHENEGGER betrachtete sie als „exotische" Blöcke auf sekundärer Lagerstätte. Dieser Auffassung bereitet aber die bedeutende Größe und die dunkle, selbst grauschwarze Farbe dieser Kalke Schwierigkeiten, die entfallen, wenn man diese großen Massen als Ergebnis einer lokalen Riffbildung ansieht. Die Kalkmasse von Stramberg würde sich dann nur durch bedeutendere Größe und demgemäß stärkere Verdrängung der Tonfazies von den exotischen „Blockklippen" der Unteren Teschener Schiefer Schlesiens unterscheiden.

Auf den ersten Blick mag diese Anschauung befremdlich erscheinen.

Fig. 103. Westliche Partie des Tithonriffes von Stramberg (Kotouč oder Ölberg), von der Südseite aufgenommen.

Der Vordergrund besteht aus Oberen Teschener Schiefern, der bewaldete Vorhügel am Bildrande rechts bildet eine kleine Transgressionsdecke von Baschker Sandstein (s. Fig. 105). Am Rande des Kotouč befindet sich der große Steinbruch der Witkowitzer Gewerkschaft.

Sie steht aber in Einklang mit der Schichtenfolge der Schlesischen Beskiden und den Versteinerungen der Unteren Teschener Schiefer, sie erklärt bestens das sporadische Vorkommen der Kalke und die abweichende Beschaffenheit der kleineren Massen und nicht zuletzt das merkwürdige Ergebnis einer Tiefbohrung in Stramberg, die unter dem Kalkstein in der Tiefe von 41 *m* schwarzgraue Schiefer von der Beschaffenheit der Unteren Teschener Schiefer angetroffen hat. Die Unteren Teschener Schiefer mit ihren obertithonischen Kalkmassen scheinen auf diese Weise ein ausgezeichnetes Seitenstück zu den merkwürdigen Miniaturriffen der schwarzen Triasschiefer der Bukowina und den triadischen Schiefern und Cipitkalken Südtirols zu bilden.

Im Norden, Osten und Westen grenzen an den Riffkalk senone Baschker Sandsteine und Mergel an. Die Kalkmasse der Ruine und vier kleinere spitze Felsen an der Ostseite (vergl. Fig. 104) sind gänzlich von Oberkreide umgeben, ebenso eine lange, schmale Kalkmasse östlich von Nesselsdorf und eine zweite am Horkaberge nordwestlich von Stramberg. Daß die Oberkreide hier eine echte Klippenhülle bildet, ist durch das schon von HÉBERT bemerkte Vorkommen von mächtigen Conglomeraten aus Stramberger Kalk im Baschker Sandstein am Nordrande der Stramberger Klippe und an vielen anderen Punkten der Umgebung sicher beglaubigt.

Fig. 104. Die östliche Partie des Tithonriffes von Stramberg.

Der Riffkalk der linken Bildpartie ist überhöht vom senonen Baschker Sandstein der Bila hůra, welche die rechte Bildhälfte einnimmt. Aus dem Baschker Sandstein ragen einige kleinere Tithonkalkmassen hervor. Die Häuser im Vordergrunde (Südende von Nesselsdorf) stehen auf Alttertiär; das Gelände zwischen den Häusern und der Riffmasse ist aus senonem Baschker Sandstein zusammengesetzt. An der zur Klippe führenden Straße ist an einer Stelle Baschker Sandstein aufgeschlossen.

Wenn die senonen Schichten der Bila hůra unter den Stramberger Kalk einfallen, so ist das eine auf die späteren posteocänen Bewegungen zurückzuführende Erscheinung und steht im Einklang mit der herrschenden Tektonik des ganzen Gebietes. Das Senon umzieht als erste, das Alttertiär als zweite Hülle an der Ostseite nicht bloß den Klippenkalk, sondern auch den Oberen Teschener Schiefer; es bildet ferner südlich der Kalkmasse eine kleine transgressive Decke auf dem Oberen Teschener Schiefer. Zwischen dem Červený kamen und Senftleben umgeben alttertiäre Schichten die Oberen Teschener Schiefer und nur nach Südwesten hin breiten sich diese Schiefer in Verbindung mit den jüngeren Neocomgesteinen und mit

Teschenitintrusionen weithin aus, sind aber auch im Südwesten von den jüngeren Hüllen umschlossen. Auf diese Weise ist der Stramberger Kalk und die mit ihm verbundene Unterkreide ringsum von Oberkreide und Alttertiär umgeben.

Die Kalkmasse von Stramberg verdankt ihre klippenartige äußere Erscheinung dem Fazies- und Härteunterschied gegenüber dem Unteren Teschener Schiefer. Vermöge dieses letzteren Umstandes bildet sie eine Scheinklippe, vermöge ihrer Senonhülle ist sie aber zugleich auch eine echte Inselklippe, das letztere ist sie aber nicht für sich allein, sondern in Verbindung mit den auf ihr ruhenden Schichten des Valanginien und des jüngeren Neocom. Wir haben in Stramberg nicht eine Tithonklippe, sondern eine tithonisch-untercretacische Klippe vor uns (s. Fig. 105). Die innige Verknüpfung des Tithon mit der Unterkreide und die scharfe Tren-

Fig. 105. Durchschnitt der Stramberger Klippenpartie, durch den westlichen Teil der Riffkalkmasse geführt. Maßstab 1 : 25.000

1 Obertithonischer Riffkalk, 2 Unterer Teschener Schiefer, 3 Oberer Teschener Schiefer (Valanginien), 4 Baschker Sandstein (Senon), 5 Alttertiär, Ton und Sandstein mit Nummuliten, 6 Teschenit, 6c Teschenitkontakt.

nung beider von den jüngeren Hüllen der Oberkreide und des Alttertiär kommt hier klar zum Ausdruck und wir erkennen, daß wir die von Oberkreide und Eocän umgebenen Inseln von Unter- und Mittelkreide am Nordrande der Sandsteinzone ebenso als echte Klippen zu betrachten haben wie die jurassisch-neocomen Klippen.

Gehört das Tithon derselben Bildungsreihe an wie Unter- und Mittelkreide, so gilt es zu erklären, wieso es kommt, daß sich in gewissen Gliedern dieser Reihe, wie im Grodischter Sandstein und in den Ellgother Schichten, wirkliche Rollblöcke von Stramberger Kalk befinden. Offenbar konnten die Korallenriffe nur am ehemaligen Strande entstehen; eine ganz geringfügige negative Bewegung der Strandlinie, geringfügiger als sie in der plistocänen und modernen Epoche ohne wesentliche Beeinflussung der Meeresfläche gewisse Hebungen von Strandriffen bewirkten, konnte genügen, um diese tithonen Litoralgebilde teilweise trocken zu legen und den Beginn der Zerstörung sowie die Einfuhr von Blöcken in das benachbarte Meer zu

veranlassen. Eine etwas stärkere derartige Bewegung könnte bei Nikolsburg die Ablagerung dieser Serie vielleicht gänzlich unterbrochen und den Absatz der daselbst unbekannten Unterkreide verhindert haben.

Die geohistorische Verkettung des Stramberger Kalksteines mit der Unterkreide wirft nun auch auf den tektonischen Charakter der Pollauer Inselberge ein bezeichnendes Licht. In Schlesien und im nordöstlichen Mähren bilden Tithon und Neocom karpatische Erhebungs- und Faltungszüge. Da das Streichen dieser Züge von den übrigen mährischen und niederösterreichischen Tithon- und Neocomklippen bis nahe an die Donau hin regelmäßig fortgesetzt wird, so kann man wohl nicht umhin, auch diesen weniger intensiv betroffenen Klippen den Charakter einer vorsenonen karpatischen Erhebungszone zuzusprechen.

Die Schlesischen Beskiden.

Mit der Beschreibung von Stramberg haben wir eine Partie der Schlesischen Beskiden schon vorweggenommen. Wir müssen ja aus geologischen Gründen denjenigen Teil von Ostmähren den Schlesischen Beskiden zusprechen, der östlich von Krasna an der Beczwa durch das Auftauchen der unter- und mittelcretacischen Felsarten ausgezeichnet ist. Von der Beczwa erstreckt sich das 120 *km* lange und bis zu 34 *km* breite ältere tithonisch-mittelcretacische Gebirge bis in die Gegend von Wadowice in Westgalizien in geschlossenem Zuge, um sich hier in schmälere und kleinere, durch breite Eocändecken getrennte Inseln aufzulösen.

Die alttertiären Absätze umgeben nicht nur von allen Seiten das tithonisch-mittelcretacische Inselgebirge, sondern ziehen auch von Ungarn her über den Jablunkauer Paß quer zum Gesamtstreichen in das Olsatal. Bei Trzynietz wenden sie sich am Fuße des hohen Beskidenzuges nach Westen, greifen im Ostrawitzatale tief in das ältere Gebirge ein und bewirken zwischen Friedeck, Stramberg und Neutitschein eine Auflösung des kompakten Gebirgsstockes in kleinere Inseln. Am Nordsaume ist das Alttertiär wegen der mächtigen Plistocändecke nicht überall, aber an vielen Punkten leicht nachweisbar. Die Oberkreide begleitet in der Ausbildung der Istebner Schichten den Südrand der Insel und greift im Olsatale bis an den Nordrand des hohen Beskidenzuges ein, wo sie sich z. B. in Wendrin auf Unteren Teschener Schiefer ausdehnt. Am Außenrande ist sie in Form der Baschker Sandsteine und Friedecker Baculitenmergel namentlich im westlichen Teile weit verbreitet, kommt aber in kleinen Denudationsresten auch im Osten vor. Zu einer Zeit, als selbst vorgeschrittene Forscher die Bedeutung der Transgressionen, auch die der allgemeinen Oberkreidetransgression, noch sehr niedrig werteten, hat Hohenegger ihr Wesen und ihre geohistorische Bedeutung in den Schlesischen Beskiden klar erkannt und scharf zum Ausdruck gebracht.

Die schlesische Kreideinsel zerfällt in eine niedrige Vorstufe und eine höhere, durch die Auflagerung des mächtigen Godulasandsteines (Gault)

hervorgerufene Gebirgsstufe (s. Fig. 106). Am Fuße der Godulasandsteinzone verläuft ein nur durch den Alttertiärkanal des Olsatales unterbrochenes Band von Ellgother, Wernsdorfer und Grodischter Schichten, während die niedrige hügelige Vorstufe im Teschener Lande und bis nach Galizien hinein vorwiegend aus den ältesten Ablagerungen der Serie, den Unteren Teschener Schiefern mit ihren obertithonischen Kalkmassen, den Teschener Kalken und Oberen Teschener Schiefern (Valanginien) besteht. Nur in der Gegend zwischen Teschen, Grodischt und Domaslowitz, ferner zwischen Sedlischt und Bludowitz streichen zwei schmale Zonen von Grodischter, Wernsdorfer

Fig. 106. Das Rastokatal in Kameral-Ellgoth, Schlesien.
Ein typisches Landschaftsbild der Godulasandsteinstufe. Aufnahme von A. Bilowitzki in Teschen.

und zum Teil auch Ellgother Schichten durch das Hügelland. Etwas mannigfaltiger ist die Verteilung der Ablagerungen im mährischen Anteil der Insel.

Da die Schichten ausnahmslos nach Süden einfallen und die älteren Schichtengruppen fast nur an der Nordseite des Godulasandsteinzuges zum Vorschein kommen, so gleicht unsere Insel im großen und ganzen einer einseitig gehobenen Scholle. Einzig in Radziechów bei Saybusch in Galizien tritt auch an der Innenseite des Godulasandsteines an einem Bruche ein schmales Band von Unterem und Oberem Teschener Schiefer und Teschener Kalk auf, an das sich bei Saybusch und Sienna einige kleinere, von Alttertiär umgebene Neocomklippen anschließen. Der geologische Bau der schlesischen Insel ist daher im ganzen genommen verhältnismäßig einfach und von einem einheit-

lichen Grundgesetz beherrscht. Dagegen ist er außerordentlich verwickelt, häufig selbst unentwirrbar, wenn man auf Einzelheiten eingeht.

Die Schichtengruppen sind durch sekundäre, aber oft viele Kilometer lange Längsbrüche in zahlreiche, parallele Streifen zerlegt, bisweilen sigmoidal gekrümmt, selbst winkelig gebogen oder gebrochen, bald zerrissen oder gequetscht, bald zu großer Mächtigkeit gestaut. Dazu kommen kleinere Querverschiebungen und an zahllosen Stellen Intrusionen von Teschenit und Pikrit und so entsteht eine ungewöhnliche Komplikation des Details.

Ein gutes Beispiel für den Schuppenbau der schlesischen Insel gewährt das Gebiet zwischen Punzau und Ober-Lischna. In vier winkelig gebogenen Bändern treten hier Teschener Kalke und Obere Teschener Schiefer auf. Man könnte einfache Mulden voraussetzen, ließe nicht jedes Band von Teschener Kalk an seiner Basis da und dort Untere Teschener Schiefer

Fig. 107. Durchschnitt der schlesischen Unterkreide am Fuße der Godulasandsteinstufe in Ober-Ellgoth.

1 Oberer Teschener Schiefer, Valanginien, 2 Grodischter Schichten, Hauterivien, 2a tauber Schiefer, 2b grobe Sandsteinbänke, 2c sog. Mydlak, graue flockige, dichte Mergelkalke, 3 Wernsdorfer Schichten mit den Toneisensteinflötzen V--XII. Die zwischen dem V. und XII. Flötze liegenden Eisensteinflötze sind des kleinen Maßstabes wegen nicht verzeichnet, 4 Ellgother Schichten (Aptien), 5 untere Grenzpartie der Godulasandsteine, dünnplattig, mit roten Schiefern, 6 Godulasandstein, Albien, W Wechselflächen.

hervortreten und hätte der ehemalige Eisensteinbergbau nicht gezeigt, daß der Obere Teschener Schiefer einer jeden Schuppe durch eine scharfe, südlich geneigte Längsbruchfläche gegen die nächstfolgende, mit Unterem Teschener Schiefer beginnende Schuppe abgeschnitten ist. Die Beachtung der Flötzfolge hat ferner erwiesen, daß dieses Abschneiden in verschiedenen Horizonten der Oberen Teschener Schiefer erfolgt, so daß einzelne Bänder nur die tiefsten, andere auch die höheren Flötze bis zum 22. enthalten. Selbst die scheinbar regelmäßigen Mulden sind in Wirklichkeit nur die an einer Krümmung einander gegenüberstehenden Partien einer und derselben fortlaufenden Schuppe. Die Zerlegung der Ablagerungen in Schuppen und Bänder wird hier in so hohem Grade zur Regel, daß selbst Schichten, die in regelmäßiger Altersfolge nebeneinander liegen, sich nicht immer im Verhältnisse kontinuierlicher Auflagerung zueinander befinden, wie das beistehende Profil von Ober-Ellgoth zeigt (vergl. Fig. 107). Wir müssen es uns leider versagen, auf weitere Einzelheiten einzugehen und verweisen auf das

beistehende Profil von Janowitz (Fig. 108) als Beispiel des Baues der schlesischen Insel.

Nur über das Auftreten der Tithonkalke im östlichen Randteile der Insel auf galizischem Boden bei Roczyny, Inwald und Andrychau wollen wir noch einige Worte hinzufügen. In Roczyny (vergl. Fig. 109) ist heller Kalk mit dunkeln Hornsteinbändern von einer 0·5 *m* mächtigen sandigkalkigen Conglomeratlage mit großen gerundeten Blöcken von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und Quarzit und darüber von bläulichgrauem Mergelschiefer bedeckt. Darüber spannt sich kuppelförmig hellgrauer, von zahlreichen Klüften durchsetzter Mergelkalk. Auch die Inwalder Klippe ist von einer in graublauen Schiefer übergehenden Geschiebeschicht mit großen Granitblöcken umsäumt, die von an der Wechselfläche zerrissenen Ellgother Schichten sehr deutlich überschoben ist. In Andrychau endlich scheinen die Tithonkalke abgebaut zu sein, die Steinbrüche schließen ein mit gewissen Baschker Sandsteinen vergleichbares kalkigsandiges Gestein und Teschenit auf.

Fig. 108. Durchschnitt der Schlesischen Beskiden an der Godulasandsteinstufe bei Janowitz. Maßstab ungefähr 1 : 40.000.
1 Unterer Teschener Schiefer, 2 Teschener Kalk (Berrias-St.), 3 Oberer Teschener Schiefer (Valanginien), 4 Grodischter Schichten (Hauterivien), 5 Wernsdorfer Schichten (Barremien), 6 Ellgother Schichten (Aptien), 7 Godulasandstein (Albien), 7*a* untere Partie, 8 Baschker Sandstein (Senon), 9 Alttertiär, τ Teschenit-Intrusion mit Kontaktzonen.

Zum Unterschied von Stramberg ist bei diesen Klippen die Verknüpfung des Tithonkalkes mit Unterem Teschener Schiefer nicht erkennbar, wohl aber besteht auch hier eine blockreiche Klippenhülle. Die Massenhaftigkeit der kristallinen Blöcke erinnert an alttertiäre Bildungen, die kalkige Beschaffenheit der übrigen Hüllschichten an die Oberkreide. Die in Inwald sehr deutliche Überschiebung an einer südlich fallenden Fläche entspricht der herrschenden Tektonik.

Zur Entstehung dieser Tektonik, besonders der so zahlreichen Wechselflächen, braucht man nicht unbedingt schiefe Falten, etwa nach dem Vorbilde der Kerngebirge, vorauszusetzen. Dazu gibt die geringe Regelmäßigkeit des Schuppenbaues keinen genügenden Anlaß. Aber auch einfache Senkungsbrüche gewähren bei dem Vorkommen von Überstürzungen keine befriedigende Erklärung. Bei der sehr plastischen Beschaffenheit der vorherrschenden Gesteine mochten vielleicht schon bei Beginn der Einwirkung der faltenden Kräfte an den schwächsten Stellen unmittelbar

Wechselflächen entstanden sein, an denen nun im weiteren Verlaufe der Faltung die einzelnen Schollen und Schuppen über- und aneinander geschoben wurden und zugleich dem Streichen nach sigmoidal gekrümmt, selbst winkelig gebogen und zerrissen wurden.

Die obercretacischen und alttertiären Schichten der zweiten und dritten Ablagerungsreihe zeigen einen ähnlichen Bauplan wie die der ersten. Sie neigen sich fast ausnahmslos nach Süden und fallen so häufig unter die älteren Gesteine ein, daß man wohl Mühe hätte, den wahren Sachverhalt festzustellen, enthielten sie nicht kennzeichnende Versteinerungen. HOHENEGGER erklärte dies durch die gemeinsame Faltung, welche die älteren mit den obercretacischen und alttertiären Gesteinen zugleich zu bestehen hatten und die bei dem plastischen Materiale sehr leicht zur völligen Verwischung der

Fig. 109. Die Tithonklippe von Roczyny bei Andrychau, Westgalizien.
tk heller Tithonkalk mit Hornsteinlinsen. *a* Conglomeratlage mit Blöcken von Granit, Gneis, etc., 0·5 *m*, *b* bläulicher Mergelschiefer, *c* hellgrauer Mergelschiefer, bei *k* von einer offenen Kluft durchsetzt.

ursprünglichen Lagerungsdiskordanz führen, dagegen die Verschiedenheit der geographischen Verbreitung natürlich nicht beseitigen konnte. In diesem Sinne ist auch das Einschießen der Oberkreide unter den Stramberger Tithonkalk zu verstehen.

Mächtige Diluvien und eine breite Zone von miocänen Tonen verdecken am Rande der Schlesischen Beskiden den Kontakt der Karpaten mit den Sudeten. Nach JIČINSKY[1]) ist eine Fortsetzung der sudetischen Kohlenformation unter die Karpaten anzunehmen. Immer näher rücken die Kohlenschächte an den Karpatenrand heran und kürzlich soll eine Tiefbohrung in Paskau unter karpatischen Bildungen in der Tiefe von 450 *m* Kohlenflötze angetroffen haben. Vielleicht wird der Bergbau das wahre Verhältnis der Karpaten zu den Sudeten endgültig aufhellen; was wir gegenwärtig von

[1]) JIČINSKY, in Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1877, Taf. IX. 1880, S. 409, T. XVII.

der Tektonik der Sandsteinzone wissen, spricht dafür, daß eine gewisse leichte Aufschiebung oder Anschoppung der Karpatensandsteine nach Norden gegen die Sudeten stattgefunden habe, schließt aber die äußerst wahrscheinliche Annahme nicht aus, daß ein Teil dieser Sandsteine schon ursprünglich auf Kohlenformation abgelagert wurde. Wie bei Weißkirchen so ist auch hier noch kein sicherer Anhaltspunkt dafür gewonnen worden, daß die karpatischen Bewegungen in nachmiocäner Zeit stattgefunden haben. In den unmittelbar nördlich vom Karpatenrande gelegenen Kohlengruben des Ostrauer und Karwiner Reviers konnte man zwar die bis zu 400 *m* mächtigen globigerinenreichen Tone, die Sande, Geschiebeschichten, Austernbänke und Basalttuffe des Miocän, die sogenannte „Überlagerung", genau verfolgen und das vormiocäne Relief des Kohlengebirges feststellen, allein intensive Faltung des Miocän konnte man bisher nicht sicher erkennen.

Die Sandsteinzone in Westgalizien.

Die schlesische Kreideinsel erreicht Galizien [1]) mit verminderter Breite. Schon im Solatale ist sie kaum noch 10 *km* breit und westlich von Wadowice und Kalwarya verliert sie den Charakter eines geschlossenen Gebirgszuges. Zuerst scheinen die Godulasandsteine zu verschwinden. Da das Neocom an manchen Stellen, wie besonders bei Rzegocina, unmittelbar vom Alttertiär umgeben wird, ist eine sehr namhafte Verbreitung des Godulasandsteins in Westgalizien wenig wahrscheinlich.

Auch die Spuren der untersten Stufen, der unteren Teschener Schiefer und der Teschener Kalke, verlieren sich unweit Wadowice, so daß in dem Hauptgebiete Westgaliziens besonders die Grodischter und Wernsdorfer Schichten und das Aptien die Vertretung der Unterkreide übernehmen.

Das Neocom ordnet sich in Westgalizien hauptsächlich zu zwei subkarpatischen Zonen an; dem Berglande ist das Neocom fremd. Die südliche Neocomzone schließt sich an den schlesischen Godulasandsteinzug an und streicht über Kalwarya gegen Myslenice; ihre weitere Fortsetzung bilden wahrscheinlich die Neocomklippen von Rybie, Rzegocina, Rajbrot, Iwkowa,

[1]) Über die westgalizische Sandsteinzone besteht eine stark angeschwollene Literatur; wir müssen uns auf die Nennung folgender Arbeiten beschränken; Hohenegger u. Fallaux. Geognostische Karte von Krakau. Denkschr. d. kais. Akademie Wien. XXVI. — Walter u. v. Dunikowski, l. c., V. Uhlig. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 443. 1888, S. 83—264. — E. v. Dunikowski. Studya geolog. w. Karpatach. Kosmos 1885, 1890. — Tietze. Geognostische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887. — L. Szajnocha. Atlas geologiczny Galicyi. Krakau 1895, 1896, 1901. Studya geologiczne w Karpatach Galicyi zachodniej I, II. Kosmos 1884, 1886. Płody kopalne Galicyi I, II. Lemberg 1893, 1894. — Warstw z Węgierski. Kosmos 1899, S. 174. — J. Niedźwiedzki. Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka u. Bochnia. Lemberg 1883—1891. Zur Geologie von Wieliczka. Lemberg 1892. Beitrag zur Geologie des Karpatenrandes in Westgalizien. Krakauer Akad. d. Wissensch. 1893. Miocen podkarpacki przy Dunajcu. Kosmos. Beiträge zur Kenntnis der Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 331. — V. Hilber. Randteile der Karpaten bei Dębica. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 407.

Wola stróżka und Liwocz bei Jasło. Fast nur als winzige Sporaden erscheinen hier die einzelnen Neocomaufbrüche im weiten Paläogengebiete, besonders bei Rybie, Rzegocina, Kamionna tauchen sie in vielen kleinen Inselchen aus dem Alttertiär auf, mit dem sie parallel zusammengefaltet sind. Bestände hier ein Härteunterschied zwischen den roten Tonen des Alttertiärs und den schwarzen Gesteinen der Unterkreide, so gäbe diese Gegend ein prächtiges Seitenstück zu der südlichen Klippenzone ab (s. Fig. 110).

Die nördliche Neocomzone beginnt am äußersten Nordrande bei Witanowice und Wózniki an der Skawa; weiter östlich setzt sie im Wieliczkaer Hügellande, ferner bei Bochnia und Brzesko kompakte, mehrere Kilometer lange Züge zusammen. Sie besteht aus Grodischter und Wernsdorfer Schichten. Zu jenen gehören die von Zeuschner entdeckten Sandsteine mit *Belemnites bipartitus* und *Aptychus Didayi*, zu diesen die schwarzen Tone von Janowice und Libiertów, deren Versteinerungen Szajnocha bekannt gemacht hat.

Fig. 110. Durchschnitt der südlichen Neocomzone in Rzegocina.

Alttertiär: *ro* bunte und rote Schiefer, *k* weiße Kalkmergelschiefer, *cs* Ciężkowicer Sandstein, *mg* Magurasandstein; *N* Neocom: 1 schwarzer Schiefer und Conglomeratlagen, 2 Sandstein und Schiefer, 3 Lage mit *Aptychus Didayi*, 4 schwarze Schiefer (Wernsdorfer Schichten).

Östlich von Brzesko tritt die Oberkreide als Hüllgestein des Neocom immer mehr in den Vordergrund. Am Dunajec südlich von Woynicz, am Wał und südlich von Tarnow gewinnen die Baschker Sandsteine eine bedeutende Mächtigkeit und setzen den schon erwähnten Randzug bis über Przemyśl hinaus zusammen.

An die nördliche Neocomzone schließt sich bei Tarnow ein langer Zug von schwarzen Schiefern mit dünnen Sandsteinbänken und Tonen mit exotischen Blöcken an und streicht über den Kokocz (441 *m*), Hełm (532 *m*) und Czarnorzeki (592 *m*) nach Südosten. Der Hauptmasse nach dürften die Gesteine dieses Zuges dem Alttertiär angehören, aber seitdem es J. Grzybowski[1]) gelungen ist, bei Domaradz in schwarzen Tonen Versteinerungen des Aptien nachzuweisen, kann man mit der Wahrscheinlichkeit rechnen, daß die Unterkreide auch an anderen Punkten des Hełm-Czarnorzekizuges auftritt.

Während die einzelnen Zonen der Karpatensandsteine im Tarnower Hügellande aus der ostwestlichen allmählich in die ostsüdöstliche und schließlich in die südöstliche Streichungsrichtung übergehen, streicht der

[1]) Dolna kreda w okolicy Domaradza. Kosmos 1901, S. 199.

Nordrand am Wisłoka- und Wisłokflusse nordwärts vorspringend generell nach Ostnordosten und immer neue Wellen fügen sich bis nach Przemysl an den Faltenbau im Norden an.

Die nördliche Neocomzone, obwohl zusammenhängender als die südliche, ist doch auch vielfach durch Oberkreide, besonders aber Alttertiär, in einzelne Inseln geschieden. Ihre Schichten fallen auch hier konform mit den jüngeren Hüllbildungen nach Süden ein.

Je weiter nach Osten, um so stärker macht sich das Übergewicht des Alttertiär in der galizischen Sandsteinzone geltend. Sowohl im Hügellande wie im Berglande nehmen die einzelnen alttertiären Schichtengruppen einen so breiten Raum ein, daß man schon hieraus auf eine weit geringere Komplikation der Tektonik schließen darf, als sie z. B. der Unterkreide in den Schlesischen Beskiden eignet. Das südliche Einfallen der Schichten und der Schuppenbau bildet wohl auch hier im allgemeinen die Regel; daneben behaupten sich aber auch sowohl im Berg- wie im Hügellande regelmäßige, bisweilen flachwellige Falten (s. Fig. 111).

Tursko Ciężkowice Zborowice

N S

a c b a a b a b a b c a d d a d

Fig. 111. Durchschnitt von Ciężkowice.

a Ciężkowicer Sandstein, *b* rote und grünliche Schiefer, *c* Menilitschiefer, *d* Krosnoschichten.

Im Berglande sondert sich ziemlich deutlich eine äußere und eine innere Zone. Die innere bildet ein wenig gegliedertes ungefähr 18 *km* breites Band, daß sich an der Babia góra bis 1725 *m* erhebt und die Klippenzone im Norden überragt und umsäumt (Intrabeskidischer Magurasandsteinzug). Es ist in höchst eintöniger Weise fast nur aus Magurasandstein zusammengesetzt und besteht aus mehreren teils normalen, teils schiefen Falten. In der nördlichen Region kommen unter dem Magurasandstein bunte Schiefer und Beloveszaschichten, da und dort auch oberoretacische Ropiankaschichten zum Aufbruch. Die Zone der bunten Schiefer ist im Westen äußerst schmal, sie zieht sich aus der Gegend von Bistritz a. H. in Mähren am Südrande der schlesischen Kreideinsel über den Jablunkauer Pass nach Nordosten und gewinnt vom Solatale angefangen immer mehr an Bedeutung und Ausdehnung. Zwischen der Skawa und der Gegend von Limanowa herrscht flachwellige Faltung; rundlich umgrenzte Magurasandsteinmassen sind von Beloveszaschichten und roten Tonen, da und dort vielleicht auch von obercretacischen Ropiankaschichten unterlagert.

Mit der Ausbildung der südöstlichen Streichungsrichtung bei Grybów kommen schiefe Falten und Schuppenstruktur bei einförmig südwestlichem Einfallen der Schichten immer mehr zur Geltung. Die Magurasandsteine bilden schmale lineare Bergkämme und in den dazwischen eingesenkten

Fig. 112. Durchschnitt des Saros-Gorlicer Berglandes (überhöht).

me Menilitschiefer, eingelagert in Ciezkowicer Sandsteine, sch graue Mergelschiefer (Krosnoschichten), bu bunte Schiefer, Nummulitensandstein und Beloveszaschichten, mg Magurasandstein, rop obercretacische Ropiankaschichten.

Längstälern sind Beloveszaschichten, rote Tone mit Nummulitensandsteinen und gelegentlichen Einlagerungen von schwärzlichen Menilitschiefern (sogenannten Smilnoschiefern) und in mehreren parallelen Aufbrüchen auch Ropiankaschichten aufgeschlossen. Die vielberufene Örtlichkeit Ropianka gehört dieser Region an. Das beistehende halbschematische Profil (Fig. 112) gibt eine Vorstellung von dem geologischen Baue dieser Gegend.

Mit dem Zurücktreten der tiefsten Bildungen der Unterkreide verlieren auch die tithonischen Kalke in Westgalizien an Bedeutung; für ihre ehemalige Ausbreitung sprechen aber zahlreiche, in obercretacischen und alttertiären Schichten eingeschlossene Blöcke. Manche dieser Vorkommnisse, wie der Block von Sygneczów[1]) bei Wieliczka, haben in früheren Jahren lebhafte Kontroversen hervorgerufen. Einzelne Partien, allerdings von höchst geringem Umfange, scheinen sich aber doch anstehend erhalten zu haben, wie die von Niedźwiedzki beschriebene Klippe von Przemyśl, die bei Kruhel massenhafte Blöcke abgegeben hat, und die kleine, von Szajnocha im Bereiche des Senon aufgefundene Kalkpartie von Węgierka.

Das subkarpatische Miocän zeigt in Westgalizien interessante Verhältnisse. Lößablagerungen verhindern zwar die ununterbrochene Verfolgung dieser Zone, dafür bieten die uralten Salzbergwerke von Wieliczka und Bochnia und die verlassene Schwefelgrube von Swoszowice umfassende Aufschlüsse. In Kurdwanow südlich von Krakau stehen außerkarpatische Felsenkalke des Oberjura und neocome Karpatensandsteine einander bis auf 2 *km* gegenüber. In diesem schmalen Raume sind bei Swoszowice miocäne Mergel in schwebender oder nur unter 5 Grad nach Süden geneigter Lagerung eingesenkt, zu oberst Hangendmergel mit Lignitspuren, darunter schwefel- und gipsführender Mergel und zu unterst Liegendmergel. Unter diesem steht im nördlichen Teile des Grubenfeldes der Kurdwanower Felsenkalk einmal in 48 *m*, das anderemal in 81 *m* Tiefe an, im südlichen Teile dagegen befindet sich unter dem Liegendmergel Salzton.

[1]) Tietze, Krakau, S. 284.

Wenige Kilometer östlich von Swoszowice ist die Unterlage noch tiefer gesunken: in Kossocice tritt geschichtetes Salzgebirge erst 209 *m*, der Felsenkalk erst 322 *m* untertags auf. Noch weiter östlich steigt das Salzgebirge wieder an und es stellt sich über dem geschichteten Salzgebirge mit seinen bekannten reinen Szybiker- und den etwas sandigen Spiszasalzen und Anhydritschnüren das sogenannte Salztrümmergebirge ein. Riesige, unregelmäßig begrenzte Massen von tonreichem Grünsalz sind hier einem salzbrockenführenden Tone untergeordnet. Ihr Abbau hat zu der Entstehung jener gewaltigen Kammern Anlaß gegeben, die den Laien zu so großer Bewunderung hinreißen. Aber auch für den Forscher sind diese Grünsalzkörper ein Gegenstand lebhaften Interesses. Sollen wir in ihnen eine Art kolossaler Konkretionen erblicken oder sind sie durch Zerstörung und Regeneration eines mächtigen Salzlagers entstanden? Wir können über diese

Fig. 113. Profil des Salzlagers von Wieliczka durch den Franz Josefschacht.
Maßstab 1 : 7500.
Nach J. Niedźwiedzki.

Frage zwar noch nicht endgültig absprechen, aber mit Tietze behaupten, daß das Grünsalzgebirge sicher ein selbständiges Ganze mit primärem Salzgehalt bilde, dessen Veränderungen sich nur mit dem eigensten Material dieser Ablagerung vollzogen haben.

Ein Blick auf den beistehenden Durchschnitt (Fig. 113), den Niedźwiedzki auf Grund äußerst minutiöser Grubenaufnahmen zusammengestellt hat, läßt erkennen, daß das Salzgebirge von Norden nach Süden in drei Abschnitte zerfällt. Die Wieliczkaer Bergleute haben diese Abschnitte seit jeher als erste, zweite und dritte Salzgruppe unterschieden und erkannt, daß jede Gruppe in ihren tieferen geschichteten Lagen ein Einfallen nach Süden unter den Karpatensandstein aufweise. K. Paul[1] hat diese Art der Lagerung in Anlehnung an ein aus dem Jahre 1850 stammendes Profil von Hrdina

[1]) K. Paul. Lagerung des Salzgebirges von Wieliczka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 687. — Hrdina. Geschichte der Saline Wieliczka. Wien. S. 184.

auf drei schiefe, in Spitzen auslaufende Falten zurückgeführt, indem er jeder Falte einen langen, flach geneigten Süd- und einen kürzeren steileren Nordflügel zuschrieb. Diese Art der Darstellung ist aber vielleicht zu schematisch, da man das scharfe sattelförmige Umbiegen der Schichten vom Nord- zum Südflügel in Wirklichkeit nur an einer Stelle, in der Strecke Wiesełowski, tatsächlich beobachtet hat. Tietze erklärt den Mangel der Nordflügel in sehr ansprechender Weise mit der Tendenz der schiefen Falten am Scheitel zu reißen und in Längsbrüche überzugehen.

K. Paul setzt in seinem Durchschnitt von Wieliczka eine Kontinuität zwischen Salzton und Karpatensandstein voraus; Niedźwiedzki dagegen stellt sich die Salzformation am Fuße eines karpatischen Rückens in Diskordanz abgelagert vor und hat damit zweifellos Recht. Der betreffende Rücken besteht zwar nicht ausschließlich aus Unterkreide, sondern auch aus Alttertiär, aber das Alttertiär ist hier sehr schwach entwickelt und wir wissen, daß schon das Meer der Oberkreide, ebenso das des Alttertiär, geschweige denn das des Miocän gehobenes Karpatenland vorgefunden hat. Das Vorkommen von Karpatensandsteinblöcken im Salzton nahe der Gebirgsgrenze bietet hiefür eine unmittelbare Bestätigung. Die ehemalige Anlagerungsböschung ist aber sicher nicht mehr in ursprünglicher Lage erhalten, denn wenn auch der Kontakt des Salztones mit dem Karpatensandstein in der Grube nicht bekannt ist, zeigen doch die Profile, daß mindestens eine ganz schwache Überdeckung oder Überkippung des Miocän durch den Karpatensandstein bestehen muß.

Vielleicht können wir uns auf Grund dieser Tatsachen die Entstehung der Lagerungsverhältnisse von Wieliczka in folgender Weise vorstellen. Die Salzformation lagerte sich an einen Randrücken von südlich geneigten und im Sinne der karpatischen Tektonik in Schuppen zerlegten Karpatensandsteinen an. Über den Salzschichten und dem Grünsalz und Ton entstanden die Bogucicer Sande und die jüngeren Tone, die bei steigender Strandlinie in das Sandsteingebirge transgredierten (vergl. Fig. 114). Wirkten nun posthume Bewegungen im Sinne der älteren auf die Geosynklinale des Salztons ein und wurden hiedurch die vorhandenen Schuppen auf den alten Flächen ein wenig nach Norden gedrängt, so konnte die Salzformation eine Zerlegung in die beobachteten drei Schuppen oder Gruppen erfahren und bei etwas stärkerer Bewegung nahe der Wechselfläche eine schwach südliche Neigung annehmen. Auch das sackförmige Eingreifen der Grünsalzkörper zwischen die geschichteten Salzflötze wie das gelegentliche Vorkommen von sattelförmigen Umbiegungen an den Grenzen der Schuppen und überhaupt die unregelmäßige Art der Lagerung scheint auf diese Weise durch verhältnismäßig geringfügige Bewegungen erklärt werden zu können. Durch die nachfolgende Denudation wurden die Bogucicer Sande von den höher gelegenen Schuppen entfernt und blieben nur auf den tiefsten erhalten.

Die Tiefbohrung Nr. 3 an der Nordflanke des Wieliczkaer Bergbaues durchfuhr salzfreien Ton und traf erst zwischen 364 und 384 *m* Tiefe, also

fast 100 *m* unter dem tiefsten Punkte der Wieliczkaer Grube gipsführenden Ton, vermutlich die vertaubte Fortsetzung des Salzlagers, an.[1]) Diese nördlichste Partie wurde daher entweder gar nicht oder viel schwächer aufgeschoben als die südlich folgenden Schuppen; unmittelbar am Karpatenrande war die Bewegung jedenfalls am intensivsten.

Wieder anders gestalten sich die Verhältnisse in **Bochnia**, 27 *km* östlich von Wieliczka. Hier fällt das miocäne Salzgebirge, eine bis zu 200 *m* mächtige Wechsellagerung von bläulichweißen Anhydritplatten, Salzflötzen und Salzton, steil südlich unter den Karpatensandstein ein. Es ist auf eine

Fig. 114. Schematische Darstellung zur Erklärung der Tektonik des Salzlagers von Wieliczka.

Die obere Abbildung versinnlicht den Zustand vor, die untere den Zustand nach Vollzug der miocänen Bewegungen und der nachherigen Denudation. *s* Bogucsicer Sande, *g* Gipston, *r* roter Ton, *t* vertaubte Fortsetzung des Salzlagers, *w* Wechselflächen.

Länge von über 3·7 *km* und ungefähr 400 *m* tief aufgeschlossen. Mit dem Salzlager sind auch die älteren miocänen Gesteine, Sandsteine mit sehr bezeichnenden „lichten Schiefern" (Chodenicer Sch., Niedźwiedzki) steil aufgerichtet; das jüngere Miocän, Tegel und Sande mit Muschellagen (Grabowiecer Sch.), tritt am Nordrande der Ablagerung mit flachen Schichten auf.

Anzeichen für die intensive Beeinflussung dieser Region sind von v. Bukowski[2]) auch bei der Jodquelle von Wola dębinska erkannt worden. Weiter östlich verschwindet die Salzformation bis auf geringe Spuren unter der Plistocändecke des wenig tief eingeschnittenen Karpatenrandes. Dagegen

[1]) Windakiewicz Wieliczka, Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1897, 45. Bd., S. 165.
Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, Nr. 15.

tauchen auf karpatischem Untergrunde kleinere transgredierende Lappen der jüngeren Mediterranstufe auf.

Mit der zweiten Mediterranstufe trat das Miocänmeer in eine Phase positiver Bewegung ein, das Meer griff um sich und drang tief in die gefaltete Sandsteinzone ein. Mit der Ausbildung des offenen Meeres entfielen auch die Bedingungen der Salzbildung in den früheren Randlagunen, namentlich aber wurde der Absatz der Mutterlaugensalze verhindert; statt dessen entstanden muschelreiche Tone und Sande, Lithothamnien- und Bryozoënkalke und Lignite. Die Kalke finden sich besonders bei Olympów, Woła zgłobieńska, Niechóbrz, Siedliska głobikowa nahe dem Nordrande zwischen Pilzno und Rzeszów vor, dazwischen treten bei Grudna dólna Tegel mit Kohle und in Koszyce małe bei Tarnow plastische Tegel und Gipstone auf. Noch verbreiteter sind Tegel und Lignite im westlichen Bereiche bei Brzozowa, Iwkowa, Niskowa, Podegrodzie, Rzegocina,[1] Gaj und Zielona. Die südlichsten dieser Lokalitäten, Podegrodzie und Niskowa bei Sandec, befinden sich nicht weniger als 41 *km* vom Karpatennordrande entfernt und zeigen

Fig. 115. Schwebend gelagertes Miocän auf gefaltetem Alttertiär in Niskowa bei Neu-Sandec.
Gr alttertiäres gefaltetes Grundgebirge, *tglg* miocäner Tegel mit Lignit, *s* miocäner Sand, *tsch*, *tl* plistocäner Terrassenschotter und Löß.

durch ihre Lage im Dunajectale an, daß die erste Anlage dieses Tales offenbar schon in eine sehr frühe Periode zurückgeht.

Zwischen diesen Miocänbildungen und dem oligocänen Karpatensandstein besteht eine leicht kenntliche Ablagerungsdiskordanz. Im südlicheren Teile der Sandsteinzone, bei Sandec, liegt das Miocän horizontal auf gefaltetem Flysch (s. Fig. 115), weiter nach Norden hin zeigt es eine leichte Neigung, am Nordrande selbst etwas intensivere Störungen. Wir entnehmen diesen Lagerungsverhältnissen die geohistorisch wichtige Tatsache, daß sich die miocäne Faltung nur auf gewisse Partien der schmalen Randzone erstreckte, den inneren Teil der Sandsteinzone aber völlig unberührt ließ.

Die Sandsteinzone in Ostgalizien.

Zwischen Przemyśl und Dobromil springt der Außenrand der Sandsteinzone auffallend tief nach Süden zurück. Die Sandsteinzone wird von hier nach Osten immer schmäler, die Ketten erheben sich zu immer größerer

[1]) Dyduch. Gasteropoda w Rzegocini. Kosmos XXI, 1896. S. 207.

Höhe und sind von streng linearem, südöstlichem Streichen beherrscht. Die Höhenstufe des Magurasandsteins verschwindet allmählich und am Außenrand bildet die subkarpatische Salzformation eine kontinuierliche, ziemlich breite hügelige Zone. Die Krosnoschichten verlieren an Bedeutung, die Ablagerungen der ersten (tithonisch-untercretacischen) und zweiten (obercretacischen) Reihe spielen im allgemeinen eine geringere Rolle als in Westgalizien.

Während zwischen Bochnia und Rzeszów in Westgalizien mehrere Wellen und Schuppen von Südosten her an das Senon des Außenrandes und an das Miocän herantreten, zeigt der Außenrand in Ostgalizien einen viel einheitlicheren Charakter und die Überstürzung des subkarpatischen Miocän durch den randlichen Menilitschiefer gilt als ausnahmslose Regel. Die Rolle des „Vorlandes" geht hier von den Sudeten auf die Podolische Platte über oder, wenn man will, auf jenes hypothetische Randgebirge von Grünschiefern, das die Sudeten ehedem mit der Dobrudscha verband.

Niedźwiedzki[1]) ist vor kurzem durch die Untersuchung der merkwürdigen nordsüdlichen Randlinie Przemyśl—Dobromil zu dem Ergebnisse gelangt, daß die westgalizischen Randfalten hier keineswegs versinken, sondern zusammengedrängt und, ein wenig nach Süden abgelenkt, in die Ostkarpaten übergehen. Vielleicht liegt die Ursache dieser Erscheinung einfach in der Form der ursprünglichen, durch das Zusammentreffen der volhynischen mit der subpodolischen Senkung erweiterten Geosynklinale, welche die Umrisse des Sandsteingebirges vorzeichnete (s. d. tekt. Karte).

Von der Randregion und den hierauf abgesetzten Ablagerungen der ersten und zweiten Bildungsreihe sind in den Ostkarpaten wenig Spuren erhalten. Tithonklippen[2]) von sehr geringem Umfange kennt man nur aus der Gegend von Stary Sambor (Lózek gorny) und Iwanówka in Ostgalizien, eine größere Masse von Krasna in der Bukowina. Noch schlechter steht es um die Vertretung des Neocom; bei Dobromil, also an der Westgrenze unseres Gebietes, entdeckte Th. Wiśniowski[3]) in schwarzen Schiefern mit Toneisensteinflötzen vom Typus der Wernsdorfer Schichten *Acanthoceras Albrechti Austriae* eine Leitform dieser oberneocomen Stufe und gab damit den einzigen sicheren Anhaltspunkt für die Vertretung des Neocom in Ostgalizien. Der beistehende Durchschnitt (Fig. 116) erläutert dieses wichtige Vorkommen, er zeigt obercretacische Schichten unmittelbar an das Neocom gepreßt und läßt auch die Überstürzung der miocänen Randzone erkennen.

Etwas reichlicher als das Neocom dürften die obercretacischen Ab-

[1]) Przyczynek do geol. podbrzeża Karpat Przemyskych. Kosmos 1901, S. 224.

[2]) Pošepny. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XV, S. 213 (Klippe von Łóżek górny). — Zuber. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 249. — Tietze. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 351. — Paul. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 319. — K. Paul stellte den Kalk von Krasna zur Trias, jedoch ohne zureichende Begründung. Zuber betrachtet den Kalk von Krasna ebenso wie A. v. Alth für oberjurassisch.

[3]) Wiśniowski. Przyczynek do Geologii Karpat. Kolomea 1897.

lagerungen entwickelt sein. Bei Dobromil kennt man Inoceramenschichten und am Dnjester sind in den sogenannten Spaser Schiefern obercretacische Ammoniten gefunden. Weit im Osten, in der Bukowina gehören vielleicht die Cementmergel von Straza und Puttna hieher. Ob dagegen ein nennenswerter Teil derjenigen Schichten, die man in Ostgalizien östlich von Stryi als „Ropiankaschichten“ ausgeschieden hat, hiehergehört, ist noch nicht sichergestellt.

In der seit Pauls und Tietzes Studien[1]) als typisch betrachteten Gegend von Dora und Delatyn am Prut dürfte das wohl nicht der Fall sein. Nach Paul müßten die „Ropiankaschichten“ von Dora und Delatyn, ein einheitlicher Schichtenverband von vielleicht 300 *m* Mächtigkeit, als „Untere Gruppe“ der gesamten Unterkreide, die plattigen und massigen, bisweilen auf 50 *m* reduzierten Jamnasandsteine als „Mittlere Gruppe“ der Mittel- und Oberkreide, die „oberen Hieroglyphenschichten“ und Menilitschiefer als „Obere Gruppe“ dem Eocän und Oligocän entsprechen. Nun sind aber alle

SW Zankow Niemača Kniażpol Glinianka NO

3a 3b 3a 2 2 3a 3c 2 1 2 3b 3a 3c 4

Meeresniveau

Fig. 116. Auftreten des Oberneocom bei Dobromil.

Nach Th. Wiśniowski.

1 schwarzer Schiefer mit *Acanthoceras Albrechti Austriae*, Oberneocom, 2 Inoceramenschichten, Oberkreide, 3 Alttertiär, *a* Sandsteine, Conglomerate, Mergel, *b* Tone, *c* Menilitschiefer, 4 miocäne Salzformation.

diese Schichten nach der übereinstimmenden Annahme aller Erforscher dieser Gegend konkordant und lückenlos abgelagert. Besonders der Übergang der alttertiären oberen Hieroglyphenschichten in die Jamnasandsteine ist in untrüglicher Weise aufgeschlossen. Die Schichten liegen flach und sind durch die regelmäßigste Wechsellagerung verbunden, wie das aus der beistehenden Abbildung (Fig. 117) deutlich erhellt.

Daß das ganze Kreidesystem mit seinen zahlreichen Stufen und das ebenfalls reich gegliederte Paläogen hier so überaus dürftig vertreten sein sollte, ist äußerst unwahrscheinlich, direkt unmöglich aber die lückenlose Aufeinanderfolge dieser Formationen. In der schlesischen Sandsteinzone hat Hohenegger die Transgressionen der Oberkreide und des Alttertiär nachgewiesen. Im inneren Teile der West- und Zentralkarpaten sind beide Transgressionen längst bekannt, wenige Kilometer vom Pruttale entfernt sind sie auf dem alten Gebirge der Ostkarpaten in der klarsten Weise ausgeprägt und nur im Pruttale sollte ununterbrochene Meeresbedeckung geherrscht haben? Sollen wir noch an die Verbreitung der Oberkreidetransgression in allen fünf Weltteilen, an die weltweite Verbreitung

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 79. 1879, S. 189.

der Regression an der Kreideeocängrenze erinnern, um die Unmöglichkeit einer derartigen Annahme zu erweisen?

Der lückenlose Zusammenhang des Jamnasandsteins mit den sicher paläogenen „Oberen Hieroglyphenschichten" beweist daher untrüglich, daß dieser Sandstein in der typischen Lokalität Jamna weder der Ober- noch der Mittelkreide entsprechen kann, sondern dem Alttertiär, vielleicht mit den Hieroglyphenschichten und dem Menilitschiefer zusammen dem Oligocän, vielleicht auch dem Obereocän angehören muß. Was aber die

Fig. 117. Übergang des Jamnasandsteins in die „Oberen Hieroglyphenschichten" an der Eisenbahn und dem Prut zwischen Jamna und Mikuliczyn, Ostgalizien.

Die helle felsige Schicht am Bildrande rechts bildet die letzte Bank der zusammenhängenden Jamnasandsteinmasse. Darüber liegen dunkle Schiefer von derselben Beschaffenheit wie die „Oberen Hieroglyphenschichten" und sodann einige dünne Sandsteinbänke und dunkle Schiefer und endlich über dem Hause durchziehend eine grobe Sandsteinbank, über welcher ausschließlich obere Hieroglyphenschichten abgelagert sind. Am Aufschlusse zieht die Eisenbahnlinie vorbei.

darunter liegenden „Ropiankaschichten" betrifft, so sind sie nach dem durch v. Dunikowski, Walter, Grzybowski und Szajnocha[1]) erwiesenen Vorkommen von Nummuliten und dem durch v. Bosniaski erkannten Vorkommen von *Anenchelum*-Zähnchen[2]) und nach ihrer Lagerung ebenfalls zum Paläogen zu stellen, und zwar vermutlich zum Ober- oder vielleicht auch zum Mitteleocän. Man hat allerdings auch Bruchstücke von faserschaligen Inoceramen

[1]) Dunikowski. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 128. — Grzybowski. Mikrosk. Stud. grün. Congl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 293. — Szajnocha. Nummulit z Dory nad Prutem. Kosmos 1901.

[2]) Tietze. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 285.

in den Jamnasandsteinen und den „Ropiankaschichten“ am Prut aufgefunden, aber diese befinden sich nach ihrem Erhaltungszustande auf zweiter Lagerstätte. Ein solches Vorkommen in sandigen Sedimenten ist nicht befremdlich, hat doch SZAJNOCHA Inoceramen- und Nummulitenbruchstücke einem Handstücke von Wrócanka und GRZYBOWSKI Inoceramenfragmente nicht nur im Nummulitengestein von Wola łużańska, sondern selbst im miocänen Tegel von Rzegocina nachgewiesen.

Sind wir nun auch jetzt leider nicht in der Lage zu bestimmen, zu welcher Schichtengruppe jedes einzelne Vorkommen der „Ropiankaschichten“ in Ostgalizien gehört, so wissen wir doch sicher, daß der Jamnasandstein durch kontinuierlichen Übergang mit den alttertiären „Hieroglyphenschichten“ verbunden ist und daher bestimmt eine alttertiäre Ablagerung bilden muß. Damit ist nicht nur die grundverfehlte Paulsche Gliederung, die so viele unfruchtbare Kämpfe hervorgerufen hat, endgültig beseitigt, sondern auch erwiesen, daß auch in Ostgalizien ebenso wie in den benachbarten Gebieten die alttertiären Karpatensandsteine die älteren Ablagerungen an Verbreitung weit übertreffen.[1])

Der Fazies nach entspricht das Paläogen des äußeren Teiles der galizischen Ostkarpaten im wesentlichen den subkarpatischen Bildungen Westgaliziens. Weiter nach innen folgt die Zone der Magurasandsteine, die hier durch VACEKS Fossilfunde[2]) eine schärfere Horizontierung erhalten haben. Der Zone der Magurasandsteine gehört der ungarisch-galizische Grenzkamm der Ostbeskiden, der Zug des Tartarenpasses und der mächtige Czernagorazug an.

PAUL und TIETZE haben in der ostgalizischen Sandsteinzone eine Reihe von durch Längsbrüche getrennten, nach Südwesten geneigten Schuppen erkannt, während M. VACEK den Gebirgsbau als eine Folge von schiefen Falten mit steileren und kürzeren Nord- und längeren und flacheren Südflügeln hinstellte. Es scheint aber, daß die Nordflügel zumeist verkümmert und die Südflügel in der Tat durch Längsbrüche begrenzt sind und daher Schuppenbau vorwiegt. Die einzelnen Schuppen liegen wohl nur selten so merkwürdig flach wie die Schuppe zwischen Dora und

[1]) Die Unsicherheit betreffs der ostgalizischen Pseudo-Ropiankaschichten macht es unmöglich, ein zusammenfassendes Bild dieser Region zu entwerfen, was um so mehr zu bedauern ist, als von manchen Teilen Ostgaliziens sehr detaillierte Aufnahmen vorliegen. Wir beschränken uns hier auf die Nennung einiger Detailarbeiten, so weit sie nicht schon im vorhergehenden zitiert sind: F. KREUTZ u. ZUBER. Stosunki geol. okolic Mrażnicy i Schodnicy. Kosmos, VI. — R. ZUBER. Detailstudien in den ostgalizischen Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 351. Studya geolog. we wschodnich Karpatach, I bis V. Kosmos 1882 — 1887. Atlas geolog. Galicyi. Krakau 1888. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, Nr. 13. — A. v. ALTH. Krakauer Phys. Kommission, XVIII. J. NIEDŹWIEDZKI. O geolog. stosunkach przy kolei Stanisławów-Woronienka. Kosmos 1897.

[2]) *Cerithium margaritaceum, Cyrena semistriata, Cytherea incrassata* u. a. in den Mergeln der Menilitschiefer von A. VERECSKE, *Eburna Caronis, Melania striatissima Natica crassatina, Cyrena semistriata* u. a. in den Schiefern des Magurasandsteines von Riszkania bei Uzsok auf dem ungarischen Abhange des Grenzkammes. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 200 bis 203.

Mikuliczyn am Prut, zumeist sind sie in sich mehr oder minder stark gefaltet. Der Schuppenbau und die Längsbrüche sind hier augenscheinlich weit regelmäßiger und deutlicher ausgesprochen als in Westgalizien, aber der Grundtypus des Bauplanes zeigt Übereinstimmung.

Die miocäne Salzformation mit ihren gips- und salzreichen Tonen, ihren Sandsteinen (Dobrotower Sandsteine) und mächtigen grünen Conglomeraten fällt am Karpatenrande nach Süden unter Menilitschiefer ein Man setzt zumeist die Existenz mehrerer schiefen Falten oder Schuppen voraus, die nach Nordosten allmählich eine flachere Lagerung annehmen. Die tektonische Beeinflussung der Salztonzone ist im Osten Galiziens im allgemeinen intensiver als im Westen, aber nicht überall gleich intensiv. Während z. B. in Borysław nur die unmittelbar an den Menilitschiefer angrenzende Salztonfalte überstürzt ist und schon die nächstfolgenden eine flachwellige Lagerung annehmen (vergl. Fig. 118), zeigt das durch Kalisalze bevorzugte Salzlager von Kałusz in der Entfernung von 26 *km* vom Karpatenrande karpatische Dislozierung mit südwestlicher Schichtenneigung.[1]) Mit der stärkeren Faltung des subkarpatischen Miocän geht auch eine stärkere Versenkung Hand in Hand: in Borysław fand eine Tiefbohrung bei 1000 *m* Tiefe nach J. Muck noch miocänen Ton in der Sohle.

Fig. 118. Durchschnitt der miocänen Salzformation am Karpatenrande in Borysław.
Nach J. Muck.
WG Gänge von Erdwachs (s. Fig. 95 und 96).

Der subkarpatische Landstrich bewahrt auch noch im jüngeren Miocän die Schlierfazies des älteren Salztones, denn die sogenannten Gipstone, die am Prut, am Dnjester und bis Przemyśl hin die Salzformation bedecken

[1]) Man unterscheidet in Kałusz ein unteres Salzgebirge mit 50 bis 55% Kochsalzgehalt und ein oberes Salzgebirge mit einem 8 bis 16 *m* mächtigen Kainit- und einem leicht welligen Sylvinlager. In Morzszyn und Turza wielka sind kali- und magnesiareiche Soolen bekannt und am letzteren Punkte sind durch Tiefbohrung auch die Salze selbst nachgewiesen (s. E. Tietze. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 89. — L. Szajnocha. Żródła mineralne Galicyi. Kraków 1891. — Niedźwiedzki. Salzgebirge von Kałusz.

und sich sowohl nach Mościska und Lubaczów hin erstrecken wie auch über die Senonkreide der Podolischen Platte übergreifen, sind ja nichts anderes als eine leichte Modifikation der Schlierfazies. Im Südosten besteht das jüngere subkarpatische Miocän bei Myszyn und Dżurow bei Kolomea aus flachlagernden Tonen und Sanden mit einer Cerithienfauna, ähnlich der von Niskowa in Westgalizien, in Begleitung von Lignitflötzen.[1])

An einzelnen Punkten dringt das subkarpatische Miocän auch in das Gefüge der paläogenen Falten ein. Tietze und Zuber scheinen geneigt zu sein, einen allmählichen Übergang vom Oligocän zum Miocän anzunehmen, während andere Forscher eine scharfe Grenze für wahrscheinlich halten. An genau bekannten Punkten, wie z. B. in Borysław, besteht zwischen diesen Formationen eine scharfe Trennung, die sich auch in der Petrolführung sehr drastisch äußert.[2])

Die Sandsteinzone der Bukowina und der Moldau.

Mit dem Auftauchen des alten Gebirges der Ostkarpaten gewinnt die Sandsteinzone eine Reihe von bemerkenswerten Eigentümlichkeiten. Ganz besonders aber nimmt die Südostecke dieses Gebirgsabschnittes unser Interesse in Anspruch und wir schätzen uns glücklich, daß durch die Untersuchungen von L. Mrazec und W. Teisseyre über diese bisher sehr problematische Gegend kürzlich volles Licht verbreitet wurde.

Die merkwürdige Zone der neocomen Karpatensandsteine, die sich unmittelbar an das alte Gebirge anschließt und wie dieses von Oberkreide umzogen ist, haben wir bereits im IX. Abschnitte kennen gelernt. Die Oberkreidehülle ist hier zum Teil, wie z. B. am Ojtospasse, von alttertiären Sandsteinen (Mogyoroser Sandstein) begleitet. Aber erst am Außenrande der Oberkreidehülle entfaltet sich das Hauptentwicklungsgebiet des Alttertiär. In der Bukowina kann man noch ziemlich deutlich eine innere Magurasandsteinzone unterscheiden, die von der ostgalizischen Czernagora herstreicht, mit schwarzen Schiefern und kieseligen Sandsteinen (Schipoter Sch. Paul) verbunden ist und über Schwarztal in die Moldau nach Tabora und Gainesti streicht. Die äußere Alttertiärzone ist subkarpatisch wie in Ostgalizien entwickelt. Unverkennbar machen sich auch in der Bukowina die Pseudo-Ropiankaschichten (in Watra Moldavica mit Nummuliten), die Jamnasandsteine (= Wamasandstein Paul) und Menilitschiefer bemerkbar und dieselben Bildungen herrschen mehr oder minder abgeändert in der Moldau.

Hier entdeckte S. Athanasiu in weißlichen harten Sandsteinen mit Nummuliten, Brachiopoden und Bivalven bei Paiseni am Außenrande, 7 *km* südlich der Bukowiner Grenze, einen mitteleocänen Horizont. Teisseyre[3]) unterschied unter dem Tișestisandstein (= Jamna- und Wamasandstein)

[1]) Th. Wisniowski. Miocen podkarpacki. Kosmos 1899, S. 411.

[2]) J. Muck. Erdwachsbergbau von Boryslaw. Berlin 1903, S. 32.

[3]) Teisseyre. Zur Geologie der Bacauer Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 567.

zwei paläogene Schichtengruppen: grob- und feinkörnige glimmerreiche bankige Sandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen mit großen Nummuliten als Vertreter des Eocän und bunte Tone, Hieroglyphenschichten, grüne Conglomerate mit Lithothamnien, Bryozoën, Orbitoiden und kleinen Nummuliten als unteres Oligocän.

Während sonst im karpatischen Alttertiär Salzflötze fehlen und nur Salz- oder Jodquellen auftreten, kommen hier auch mächtige Salzablagerungen in tonigmergeligen und sandigen Schichten mit Einschaltungen von kieseligen Kalken und mächtigen grünen Conglomeraten (Schichten von Tîrgu-Ocna) vor.

Auch in der Bukowina und der Moldau zerfällt die Sandsteinzone durch Längsbrüche in mehrere Schuppen, die ebenfalls nach außen aufgerichtet und über das subkarpatische Miocän geschoben sind. Der beistehende von Teisseyre entworfene Durchschnitt (Fig. 119) scheint zu zeigen, daß die Intensität der Faltung vielleicht etwas größer ist als in Ostgalizien.

Fig. 119. Durchschnitt der Sandsteinzone und des subkarpatischen Miocän in der Moldau. Nach L. Teisseyre.
b, *c* Nieder- und Hochterrasse, *m* miocäne Salzformation, o_1 Sandstein von Tisesti, o_2 Schipoter Schichten, *t* Schichten von Tirgu-Ocna, *s* alttertiäre Salzformation.

Vom Flusse Rimnic Sarat wendet sich das Streichen nach Südwesten und es beginnt hier eine Divergenz der in das Miocänland herabsteigenden Flyschfalten.[1]) Am Buzeu gliedert sich die langgestreckte Flyschhalbinsel von Văleni de Munte ab, deren nach Westen gebeugtes Ende sich an einer 40 *km* langen Strecke in die Inseln von Doftăneți-Buștenari-Cosmina und Telega auflöst, wie wenn die faltende Kraft an dieser Stelle der stärksten Krümmung nicht ausgereicht hätte, um den Faltenwurf des Flyschmantels straff an den Hauptstock heranzuziehen und ihn eng gedrängt zu erhalten. Salzreiches Miocän umfließt die Halbinsel von Văleni und die kleineren Inseln, und diese Bildungen hängen hier tektonisch so innig zusammen, daß sie nicht mehr getrennt besprochen werden können. Wir wollen aber zunächst einige Worte über die miocäne Salzformation der nördlichen Moldau

[1]) L. Mrazec et L. Teisseyre. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie, Extrait du Moniteur des intérêts petrolif. Roumains. Bucarest 1902. Es ist mir eine sehr angenehme Pflicht, hervorzuheben, daß mich die Herren Kollegen L. Mrazec und L. Teisseyre durch Mitteilung von Originalkarten und Originaldurchschnitten mit seltener Selbstlosigkeit unterstützt haben. Ich spreche ihnen meinen herzlichsten Dank aus. Leider konnte ein interessanter Durchschnitt der Region der pontischen und levantischen Faltung hier nicht mehr Aufnahme finden.

und der Bukowina nachtragen, bevor wir die Besprechung der merkwürdigen Südostecke abschließen.

Die subkarpatische Salzformation bildet auch in der Bukowina und der Moldau einen einförmigen Verband von blaugrauen, seltener roten Tonen, gipsreichen Tonen, Sandsteinen und Conglomeraten. Bei Neamtz schwellen die Conglomerate zu großen Bergzügen an, sie enthalten fast nur die bekannten grünen Gesteine, viel seltener Jura- und Neocomkalke. Wo die Krümmung nach Westen einsetzt, macht sich in der Einstreuung von grünem Dacittuff siebenbürgischer Einfluß geltend.

Das Miocän enthält im Norden zahllose Salzquellen, aber nur wenig massive Lager (z. B. Kaczyka in der Bukowina), südlich vom Trotus dagegen sind enorme Salzmassen ausgeschieden. Man zählt nicht weniger als 50 Salzmassivs, von denen mehrere 3 bis 4 *km* lang, 3 bis 500 *m* breit und 100 *m* mächtig sind (s. Fig. 120). Einzelne dieser Massen hat man früher den sarmatischen, mäotischen und pontischen Schichten zugeschrieben. Mrazec und Teisseyre betrachten sie jedoch als Kerne altmiocäner Antiklinen, die nur durch

Fig. 120. Kärtchen der Salzformation in Rumänien.
Nach L. Mrazec und L. Teisseyre.
I ostkarpatische Klippe, II südkarpatische Klippe samt der mesozoischen Auflagerung, III Sandsteinzone, IV alttertiäre Halbinsel von Valeni de Munte, XIII Oligocänklippen von Bacau, XIV Miocänbucht von Slanic, XV salzführendes Miocän von Kampolung. Die schwarzen Kreise deuten die Lage der Salzstöcke an; die punktierten Flächen entsprechen der miocänen Salzformation.

spätere Faltung in die jüngeren Schichten gleichsam hineingeglitten sind. Den jüngeren Tertiärbildungen sollen nur unbedeutende Salzvorkommen eignen, die teils lokaler Konzentration von brackigem Wasser, teils sekundärer Einschwemmung zugeschrieben werden.

Im großen betrachtet, bildet die subkarpatische Salzformation eine weite Mulde, die an ihrem Innenrande vom Flysch überkippt ist und mit ihrem Außenrande diskordant an die sarmatische Platte angrenzt. Bei Sărata und Valea mare (Bacău) kommen am Außenrande zwei oligocäne Klippen zum Vorschein (vergl. Fig. 120, XIII; 121). Das scheint darauf hinzuweisen, daß sich die Geosynklinale des subkarpatischen Miocän hier nicht vorwiegend auf Kosten des „Vorlandes“, sondern auch der Sandsteinzone ausgebildet hat. Die weite Mulde ist in sekundäre, zum Teil überstürzte Falten gelegt, auf ihren Schichtköpfen liegt bei Tîrgu-Ocna horizontal die sarmatische Transgression. Südlich vom Trotus sinkt die sarmatische Platte nach Mrazec und Teisseyre gegen die rumänische Lößebene nach Süden ab und zugleich nehmen am Karpatenrande von hier ab nicht nur die sarmatischen, sondern auch die mäotischen und selbst die pontischen Schichten an der Faltung Anteil und wir haben die merkwürdige Tatsache zu verzeichnen, daß in der Südostecke der Karpaten die letzten, jüngsten Äußerungen hypabyssischer Kräfte zusammentreffen: am Büdös und im Altdurchbruche die letzten vulkanischen Paroxysmen und zwischen den Flüssen Putna und Dâmboviţa die spätesten Faltungen (s. d. tekt. Karte).

Fig. 121. Schematische Durchschnitte der miocänen Salzformation in der oberen und unteren Moldau.
Nach L. Mrazec und I. Teisseyre.
f Flysch, *k* Oligocänklippe, *h* miocäne Salzformation, *s* sarmatisch, *p* pontisch, *d* Brüche.

Von Vizanti im Distrikte Putna löst sich die weite Salztonmulde zuerst in wenig divergente, nach Südwesten streichende Falten auf, um sich am Flusse Slănic in zwei durch eine sarmatische Synkline geschiedene Antiklinen zu spalten: die nördliche Antikline von Pătărlage zieht dem Flyschrande entlang (vergl. Fig. 122), die südliche verschwindet zwar im Buzeutal unter einem sarmatischen Sattel, erhebt sich aber neuerdings aus der jüngeren Decke in kleineren Aufbrüchen und Inseln mit Salzlagern, Salz- und Schwefelquellen (vergl. das Kärtchen Fig. 120). Schließlich nehmen diese kleinen Aufbrüche ein ostwestliches Streichen an und erscheinen bei Ocniţa und Lăculeţi zugleich als Fortsetzung der Bucht von Slănic. Stufenweise sinkt dieses Faltensystem nach Süden ab, so daß am Außenrande selbst

noch levantische Schichten mit *Viripara bifarcinata* an den Wellungen teilnehmen (vergl. Fig. 122),[1]) nach Westen aber bricht es an der Querlinie der Dâmbovița zugleich mit den Flyschfalten ab.[2]) Westlich von dieser Linie kommen neue Verhältnisse zur Geltung und so erkennt man, daß an der Dâmbovița angesichts der sich erhebenden Masse der Südkarpaten die Flyschfalten ihr Ende erreichen.

Wohl sind auch noch jenseits der Dâmbovița obercretacische und eocäne Flyschgesteine, ferner die miocäne Salzformation und jüngere Bildungen verbreitet, sie sind aber nicht in energische Falten gelegt, sondern lehnen sich in flacher oder nur leicht welliger Lagerung als wahre Klippenhüllen an das alte Gebirge an, von dem sie sanft nach der Ebene hin verflächen. Auch die Beschaffenheit der Schichten ändert sich hier: da erscheinen Nummulitenkalke wie sonst nur in den inneren Zonen des Gebirges, da enthält die Salzformation keine grünen Conglomerate, kein

NW SO
Band von Pătârlage
Band von Trestia
Beciu
Buzĕu
Flysch-Rand

Fig. 122. Durchschnitt der subkarpatischen Region im Distrikte von Buzĕu (Faltung der pontischen und levantischen Schichten).
Nach L. Mrazec und L. Teisseyre
f Flysch, *h* miocäne Salzformation, *m* sarmatische Schichten, *c* Congerienschichten, *l* levantische Schichten (Sch. v. Candesti).

Petroleum und nur in Ocnele Mari Salzlager, da kommt endlich unter der Salzformation ein Burdigalien zur Ausbildung, wie es sonst am Außenrande unbekannt ist. Vom Wiener Becken bis zur Dâmbovița sind die Flyschfalten größtenteils nach außen überstürzt: dieser tektonische Typus verschwindet an der Dâmbovița und weiter westlich herrschen am Südabfalle der Transsylvanischen Alpen in der Oltenie und der westlichen Muntenie Verhältnisse, die wir sonst nur im Umkreise der inneren Zonen der Karpaten zu finden gewöhnt sind; oder wenn wir uns der von Mrazec adoptierten Suessschen Nomenklatur bedienen wollen: das Gebiet am Südabhang der Transsylvanischen Alpen spielt nicht die Rolle eines Vorlandes, sondern die eines Hinterlandes.

---

[1]) Cobalcescu. Geologische Untersuchungen im Buzeuer Distrikte. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 227.

[2]) Die Dâmbovițalinie ist auf der tektonischen Karte infolge eines bedauerlichen Versehens als Jalomița-Linie verzeichnet.

XI. Abschnitt.

Die vulkanischen Massen.

Die neovulkanischen Aufschüttungen. — Der mittelungarische Vulkankranz. — Der ostungarische Vulkankranz. — Die peripherischen Eruptionen. — Postvulkanische Wirkungen. — Eruptionsphasen. — Beziehungen zum Gebirgsbau. — Teschenite und Pikrite. — Die älteren Eruptionen.

Die neovulkanischen Aufschüttungen.

Von allen Besonderheiten karpatischen Gebirgsbaues sind vielleicht die vulkanischen Ausbrüche an der Innenseite des Gebirges am wenigsten zu übersehen. Bilden sie doch in den Hauptausbruchsgebieten Gebirgszüge von beträchtlicher Höhe und Ausdehnung und deutlicher physiographischer Eigenart. In Europa finden sie nicht ihres gleichen; ihre Zusammensetzung, ihre Geschichte, alle wesentlichen und begleitenden Umstände bieten eine unerschöpfliche Fülle von fesselnden geologischen Erscheinungen.

Zu dem wissenschaftlichen tritt überdies das praktische Interesse: die neovulkanischen Gesteine bergen in ihrem Schoße reiche Mineralschätze, Gold und Silber, Edelopal und das seltene Tellur; Kohlensäure entströmt an vielen Stellen den erloschenen Vulkanherden und sättigt auf dem Wege durch die Erdkruste zahlreiche Mineralquellen. Nichts natürlicher als daß sich die Forschung schon frühzeitig dem Studium dieser merkwürdigen Abkömmlinge der Erdtiefe hingab und daß namentlich ungarische Geologen seit J. v. Szabó die Vulkangebirge zu ihrem bevorzugten Arbeitsfelde erhoben.

Mit Ausnahme des Nordrandes des Calimangebirges gehören nur die peripherischen Ausläufer der andesitischen Eruptionen dem österreichischen Gebiete an. Daher sollen hier nur die Grundzüge des geologischen Baues der Vulkangebirge in leichten Umrissen gezeichnet und im einzelnen nur soweit ausgeführt werden, wie es das Verständnis des Gebirgsganzen erfordert.

Die Betrachtung der karpatischen Vulkangebirge führt naturgemäß auf die Arbeiten F. v. Richthofens zurück.[1] Er war es ja, der die karpatischen Eruptionen als Massenergüsse gekennzeichnet, die Eruptionsfolge der Grünsteintrachyte oder „Propylite“, der „grauen Trachyte“, der Quarztrachyte und Basalte aufgestellt und den Zusammenhang der quarztrachytischen Erstarrungsformen so sicher erkannt hat.

Keine von diesen Aufstellungen F. v. Richthofens wurde in der Folge so lebhaft besprochen wie die Frage der Propylite. Der Name Propylit, so stellt Rosenbusch die Frage dar, entsprang der Annahme, daß diese Gesteine, wie an manchen Orten der Fall ist, allenthalben die ältesten tertiären Eruptivgesteine seien und gewissermaßen nach langer vulkanischer Ruhe die eruptiven Vorgänge wieder eröffneten. Es hat sich aber später

[1] Studien aus d. ung.-siebenb. Trachytgebirgen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XI, S. 153.

gezeigt — und in den Karpaten hat SZABÓ[1]) zuerst und schon 1869 diese Ansicht aufgestellt — daß es sich hier nicht um ein bestimmtes Gestein einer besonderen Periode, sondern einen eigentümlichen Zersetzungszustand handle. Thermalmetamorphismus, Solfataren und Fumarolen rufen diese Umwandlung in „Grünstein" hervor; die Feldspate verlieren dadurch ihre glasige Beschaffenheit, Amphibol, Augit und Biotit verändern sich in Chlorit und Epidot, die Grundmasse wird körnig und nimmt Kiese auf. Mit dem Thermalmetamorphismus hängt aber auch die Erzführung der sogenannten Propylite zusammen. Bei Schemnitz entsprechen RICHTHOFENS Propylite verändertem Augitandesit, im Osten gehören seine Quarzpropylite zu dem zuerst von G. STACHE unterschiedenen Dacit.

Die Bezeichnung „Trachyt" wurde früher im Sinne eines Sammelnamens verwendet. Die Fortschritte der Petrographie ermöglichten später eine genauere Sonderung der Trachyte und nun zeigte es sich, daß nur ein kleiner Teil der karpatischen Eruptivgebilde zu den echten Trachyten, die Hauptmasse aber zu den Andesiten gehöre. Es zeigte sich ferner, daß diese Gesteine ihrer chemischen und petrographischen Natur nach völlig verschieden sind von den neovulkanischen Ausbrüchen von Nord- und Mitteleuropa, den Ausbrüchen des „atlantischen Typus", dagegen gänzlich übereinstimmen mit dem „pazifischen Typus" oder den Eruptionen, welche die jugendlichen Kettengebirge begleiten.

Seit BEUDANT und RICHTHOFEN unterscheidet man in Ungarn und Siebenbürgen 7 besondere Vulkangebirge. In dem historischen System dieser Forscher fehlen einige kleinere, aber geologisch nicht unwichtige Gruppen, andererseits ist hierin auf die Zusammenfassung größerer natürlicher Einheiten nicht Bedacht genommen. Wir werden daher mit Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte diejenigen Vulkangebirge, welche die Zentralkarpaten in einem fast ununterbrochenen Bogen umgeben, als mittelungarischen Vulkankranz zusammenfassen und innerhalb desselben: 1. die Schemnitzer-, 2. die Vissegráder Gruppe, 3. Cserhát, 4. Mátra und 5. das Eperjes-Tokajergebirge unterscheiden. Als ostungarischen Vulkankranz verstehen wir die Vulkanzone, die dem Streichen der Ostkarpaten an der Innenseite folgt, also das Vihorlat-Gutingebirge, die Eruptionen der Trojaga- und der Rodnaer Alpen und den Caliman-Hargittazug. Als kleinere Einheiten sind anzuschließen: die westsiebenbürgischen Eruptionen, die Banater Spalte und die peripherischen Eruptionen (Banow in Mähren, Rzegocina und Szczawnica in Galizien).

Der mittelungarische Vulkankranz.

Wir beginnen die Beschreibung mit dem historisch berühmten Schemnitzer Gebirge. Als kleinere Einheiten unterscheiden wir hier das Schem-

[1]) SZABÓ. Chronologie, Klassifikation und Benennung der Trachyte von Ungarn. Vorgetrag. in d. Sitz. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. in Wien 1877; vergl. H. BÖCKH, Földt. Közl. XXI. S. 396. — F. SCHAFARZIK. Über die Propylitfrage. Földt. Közl. 1886, S. 358

nitzer Gebirge im engeren Sinne oder das ungarische Erzgebirge, die Polana (1459 *m*), das Ostrovszkygebirge, die Kremnitzer Gruppe, den Ptacsnikzug (1346 *m*) und die kleine Inoveczgruppe bei Uj Bánya.

Die Gebirge der Schemnitzer Gruppe gewähren von einem Aussichtspunkte betrachtet, den Eindruck einer unruhig welligen Hochfläche, auf die ein Gewirre von kleinen, gerundeten, von Buchenwald überzogenen Bergkuppen, seltener von Felsmassen in regelloser Verteilung aufgesetzt ist. In Wirklichkeit herrscht doch eine gewisse Gesetzmäßigkeit, wie wenn die Ergüsse und Aufschüttungen aus mehreren, dem Gebirgsstreichen ungefähr parallelen Längsspalten hervorgequollen und allmählich zu einer ziemlich zusammenhängenden Decke zusammengewachsen wären. Da und dort blieben einzelne Winkel unausgefüllt, wie die Bucht von Heiligenkreuz, und in ihnen entstanden Süßwasserablagerungen.

Das Schemnitzer Vulkangebirge umschließt eine Insel älterer Felsarten, deren Zusammensetzung wir schon kennen gelernt haben. Beim Durchbruche dieser Insel wurden Fragmente von Werfener Schiefer in die

Fig. 123. Profil durch den Zipser-Schacht und den Josefs II.-Erbstollen.
Nach H. Böckh. Maßstab ungefähr 1 : 7000.
1 Werfener Schiefer, 2 Pyroxenandesit, 3 Amphibolandesit, 4 Granodiorit

Lava aufgenommen (s. Fig. 123) und verändert. Die Ausdehnung der Schemnitzer Insel ist in Wirklichkeit viel kleiner als früher angenommen wurde, denn es ist nicht nur ein Teil der vordem als Gneis und Glimmerschiefer erklärten Gesteine nach H. Böckh[1]) auszuscheiden, sondern vor allem auch, wie C. W. Judd[2]) schon 1876 behauptete, der sogenannte Syenit. Die Zugehörigkeit des körnigen „Syenits“ von Schemnitz zu den andesitischen Ausbrüchen geht aus der Konsanguineität der Gesteine, aus dem geologischen Auftreten und den Kontaktwirkungen des Aplites so deutlich hervor, daß es des glücklichen Nachweises einer Augitandesitscholle im Diorit des alten Antoni von Paduastollens kaum mehr bedurft hätte, um das tertiäre Alter der sogenannten Syenite glaubhaft zu machen. Die Stockform dieser Gesteine, unter denen H. Böckh Augitdiorit, Granodiorit und Aplit unterscheidet, die körnige Struktur und die Ganggefolgschaft erinnern lebhaft an die Verhältnisse der Tiefenstöcke. Dennoch fällt es schwer, die

[1]) Vorl. Ber. über d. Altersverh. der in d. Umg. v. Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. Közl. XXXI, S. 380.

[2]) C. W. Judd. On the anc. Volcano of Schemnitz. Quart. Journ. Geolog. Society 1876.

JUDDsche Vorstellung eines großen Zentralkraters, die in dem Schemnitzer Erhebungskrater PETTKÓS[1]) einen Vorläufer hatte, zu adoptieren, da das geologische Auftreten der Diorite nach H. BÖCKH eher an Effusivbildungen erinnert (s. Fig. 124). Wir stehen hier vor einem Widerspruche, den erst künftige Forschungen beseitigen werden.

Die Reihe der Ausbrüche eröffnete der in der Nähe der Erzgänge stark veränderte „propylitisierte" Augitandesit, dann folgten nach H. BÖCKH die Diorite, die Granodiorite und Aplite, hierauf die Biotitamphibolandesite (RICHTHOFENS graue Trachyte) und endlich die Quarztrachyte. Die beistehenden Durchschnitte geben für diese Eruptionsfolge hinlängliche Beweise

Rudolf-Schacht Delius-Schacht 2 2 2 2 1 1 1

Josefi secundi-Erbstollen

Fig. 124. Durchschnitt im Niveau des Josef II.-Erbstollens in Schemnitz (Selmeczbánya). Nach H. Böckh. Maßstab ungefähr 1 : 7000. 1 Granodiorit, 2 Biotitamphibolandesit.

Sigmund-Schacht 2 4 Franz Josefs-Schacht 1 1 2 3

1 Pyroxen-Andesit. 2 Biotit-Amphibol-Andesit. 3 Pyroxen-Andesit-Tuff. 4 Biotit-Amphibol-Andesit-Tuff. Josef II. Erbstollen

Fig. 125. Profil vom Sigmund- zum Franz Josefs-Schacht in Schemnitz. Nach H. Böckh. Maßstab 1 : 4000.

(s. Fig. 123 bis 125). Die andesitischen Eruptionen hatten offenbar vorwiegend einen hochgradig explosiven Charakter, da die Eruptivbreccien und Tuffe weit verbreiteter sind als die massig ergossenen Laven, von deren Auftreten die prächtige Decke des Szittnya (s. Fig. 126) eine gute Vorstellung gibt.

In der rhyolitischen Phase war die vulkanische Tätigkeit stark im Rückgange begriffen; gleichsam parasitär liegen die saueren Quarztrachyte mit ihren weißen Tuffen und ihren bald glasig als Perlite und Obsidiane

[1]) J. v. PETTKÓ. HAIDINGERS Ber. Mitt. Freunden d. Naturw. III, 1847, S. 208, 236. VI. 1850, S. 168. Geolog. Karte v. Schemnitz. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, II. Bd., Nr. 1, 1852. Geolog. Skizze d. Geg. v. Kremnitz. HAIDINGERS Naturw. Abh. I, S. 302. Wien 1847.

Fig. 126. Der Biotitandesitstrom des Sittnya bei Schemnitz, ausgebreitet auf Andesittuff.

Aufnahme von F. Schafarzik.

(s. Fig. 127), bald porphyrisch erstarrten Strömen auf den dunklen Andesiten. Viel später und von der Andesit-Rhyolithreihe unabhängig, ergossen sich bei Schemnitz, Kremnitz und einigen wenigen anderen Punkten olivinführende Feldspatbasalte (s. Fig. 128).

Das nähere geologische Alter der Ergüsse des Schemnitzer Gebirges[1]) läßt sich leider nicht mit solcher Sicherheit feststellen wie die Ergußfolge. Da sich die Andesiteruption im benachbarten Cserhát an der Grenze der unteren und oberen Mediterranstufe abspielte, so dürften die Andesitergüsse der Schemnitzer Gruppe wohl auch dieser Epoche angehören.

Fig. 127. Der Quarztrachytstrom von Geletnek (Hlinik) bei Schemnitz.
Aufnahme von F. Schafarzik.

Im Osten brechen am Vepor, dann bei Breznóbánya und Tiszolc einige kleinere Andesitmassen in derartiger Verteilung hervor, daß sie als distale Ausläufer des mächtigen, leider so gut wie unbekannten andesitischen Ringgebirges der Polana aufgefaßt werden können. Im Süden ver-

[1]) Von der reichen Literatur über das Schemnitzer Gebirge nennen wir hier nebst den schon erwähnten Werken nur: F. v. Andrian. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI, S. 182, 355. — Paul. Jahrb., XVI, S. 171. — Raczkiewicz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI. S. 345. — J. Szabó. Petrogr. u. geolog. Stud. aus d. Geg. v. Schemnitz. Földt. Közl. 1878. Verh. 1879, S. 17. Geolog. Beschreib. d. Umg. v. Selmecz. Budapest 1891 (in ung. Sprache). Földt. Közl. XXI, S. 151. XXII, S. 190. — E. Hussak. Eruptivgesteine von Schemnitz. Sitzungsber. d. kais. Akademie 1880, 82. Bd., S. 66. — Stache. Jahrb. XVI, S. 318. XV, S. 297.

schmelzen die Tuffe des Schemnitzer Trachytgebirges bei Ipolyság fast vollständig mit dem Trachytgebiete von Vissegrád.

Wie bei Schemnitz ist die Grünschieferfazies auch im Vissegráder Gebirge und in der Mátra von Kupfer- und Edelerzgängen begleitet, auch hier bilden neben vereinzelten Quarztrachytergüssen, Andesite, besonders aber Andesittuffe die Hauptmasse des Gebirges.[1]) Die vulkanischen Ausbrüche mußten daher auch hier einen vorwiegend explosiven Charakter gehabt haben. Die rhyolithischen Ausbrüche der Mátra stehen in Verbindung mit dem größeren Rhyolithgebiete des Bükkgebirges.[2])

Fig. 128. Basaltgang, hellen Rhyolittuff durchsetzend, an der Eisenbahn bei Bartos Lehota, zwischen Kremnitz und Garam-Berzencze.
Aufnahme von F. Schafarzik.

Ein wesentlich anderes Bild bieten dagegen die früher für Basalte gehaltenen Eruptivgesteine des Cserhát zwischen dem Vissegrádgebirge und der Mátra dar. Es sind vorwiegend lange und schmale Gänge, die Radspeichen gleich aus dem Mittelteile des niedrigen Cserhátgebirges ausstrahlen. F. Schafarzik[3]) unterscheidet in seiner lehrreichen Studie über

---

[1]) J. Szabó. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIX, S. 417. — Stache. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI, S. 277. — A. Koch. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, I. 1872. — Szabó. Földt. Közl. XXIV, S. 223.

[2]) J. Böckh. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, S. 234.

[3]) Schafarzik. Pyroxenandesite des Cserhát. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, IX, 1895. S. 185.

dieses Gebiet tangentiale und radiale Spalten; die tangentialen Rupturen sind nicht zum allgemeinen Mittelgebirgsstreichen parallel, auch nicht zum Rande des großen ungarischen Alfölds, sondern eher zum Rande der einstigen Meeresbucht, und daher mag es wohl die Depression der letzteren gewesen sein, die das Rißnetz bestimmte. An den Kreuzungspunkten der radialen und tangentialen Spalten erfolgten die stärksten Eruptionen. Die Vulkane der Cserhátspalten haben aber ihre Kronen längst durch Denudation eingebüßt, nur geringe Reste von Tuffen und kleine Lavaströme blieben erhalten. Die Eruptionen des stark basischen und hypersthenreichen Cserhátandesites stellen im Gegensatze zu den mehrphasigen vulkanischen Betätigungen der Nachbargebiete nur eine kurze Episode vor, die sich zwischen der unteren und oberen Mediterranstufe abgespielt hat.

Ließen die bisher betrachteten Gebirge einen Zusammenhang der Eruptionslinien mit Längsspalten vermuten, so bildet das Eperjes-Tokajer Gebirge[1] anscheinend den Typus eines Vulkangebirges an einer Querspalte. Bei näherer Betrachtung kann man sich aber der Einsicht nicht verschließen, daß sich die Ausbruchsmassen sowohl am Nord- wie am Südende dieses Vulkanzuges deutlich in das Längsstreichen des Gebirges einstellen. Diese Tatsache harmoniert aufs beste mit unserer Vermutung über die Natur der Hernádlinie und veranlaßt uns, das Eperjes-Tokajer Gebirge mit den bisher besprochenen Vulkanzügen als randlichen Vulkankranz zusammenzufassen.

Das Eperjes-Tokajer Gebirge bildet einen 105 *km* langen, schmalen Zug domförmiger Berge und ist durch mehrere tiefe Einsenkungen in kleinere Gruppen geteilt. Die Hauptmasse des vulkanischen Materials ist auch hier andesitischer Natur bei starker Entwicklung der Tuffe. Propylitisierte und kaolinisierte Andesite setzen die bewaldeten Höhen bei Telkibánya zusammen, wo ehedem ein lebhafter Erzbergbau bestand. Kaum irgendwo ist die Mannigfaltigkeit der rhyolithischen Erstarrungsmodifikationen, der Perlite, Bimssteine, Obsidiane mit ihren Sphaerolithen so groß wie im südlichen Teile des Gebirges bei Göncz-Szántó und in der Hegyalja. Einen weiteren Vorzug dieses Gebirges bildet der Reichtum an sogenannten Limnoquarziten, den Ablagerungen ehemaliger Heißquellen und das häufige Auftreten von Fossilresten, besonders Blattabdrücken, in den vulkanischen Tuffen. Seit Sturs Untersuchung der berühmten fossilen Floren von Erdöbénye und Tállya schreibt man den rhyolithischen Ausbrüchen des Eperjes-Tokajer Gebirges zumeist ein sarmatisches Alter zu.

Der ostungarische Vulkankranz.

Im Viborlat-Guttinzuge schmiegen sich die neovulkanischen Gesteine unmittelbar an den Innenrand des vormiocänen Gebirges an; ihre

[1] Kovats. Pflanzen von Tállya. Arb. d. geolog. Gesellsch. f. Ungarn 1856, S. 39. — Ettingshausen. Pflanzen von Erdöbénye. Sitzungsber. XI. — Stur. Jahrb. 1867, S. 77. Szabó. Jahrb. XVI. S. 91. — Szadeczky. Montagne de Pilis. Földt. Közl. XXI. 1891,

Tuffe und Detritusbildungen vermitteln den Übergang in die große Ebene. Von Homonna bis Dolha kommen die Andesite hauptsächlich im Streichen der Klippenzone zum Vorschein, sie umhüllen förmlich die wenigen erhalten gebliebenen Reste der Klippenzone und dringen selbst über diese hinaus in die eigentliche Sandsteinzone ein. Die Ausbrüche folgen indessen nur allgemein genommen der Längsrichtung; bei näherem Zusehen erkennt man bald, daß, wie STACHE[1]) bemerkt, „die Hauptmasse des eruptiven Materials, wie wir sie jetzt in den einzelnen Teilen des Vihorlat-Guttinzuges vor uns sehen, in abgesonderten, die gemeinsame Direktionsspaltenlinie unter verschiedenen Winkeln verquerenden Nebenspalten zu Tage trat." Die Querrichtung ist besonders am Vihorlat und bei Dolha ausgeprägt. Der östliche Abschnitt des Guttingebirges greift im Bergbaugebiete von Nagybánya, Kapnik und Olahlaposbánya in jene Gebirgsbrücke ein, welche die Rodnaer Alpen mit dem Biharstocke verbindet.

Der westliche Abschnitt des Vihorlat-Guttinzuges scheint sich nach Entstehung und Zusammensetzung den westlichen Gebieten anzuschließen. Im Guttin dagegen nehmen die Ausbrüche einen andern Typus an, den man den dacischen oder siebenbürgischen nennen könnte: die ältere, zum Teil propylitisierte und mit Edelerzen bereicherte Förderung besteht hier nicht aus Augitandesit wie im Westen bei Schemnitz, sondern aus quarzreichem Dacit, und erst die zweite, weit bedeutendere Ausbruchsphase bringt Augitandesit an die Oberfläche. Im Guttingebirge ist das geologische Alter der Eruptionen genau bekannt, seitdem K. HOFFMANN[2]) zeigen konnte, daß hier Dacittuffe mit den salzführenden Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe, Augitandesittuffe dagegen mit sarmatischen Schichten verbunden sind.

Einen Ausläufer des Vihorlat-Guttingebirges bildet die in 1842 *m* kulminierende aber wenig ausgedehnte Eruptivmasse des Csibles, dadurch bemerkenswert, daß hier neben Andesit am Nagy Hugyin auch Trachyt zum Durchbruch gelangte. Dann folgt östlich das Eruptivgebiet der Rodnaer Alpen und des Borgopasses und die Eruptivmassen der Trojaga (1939 *m*) bei Borsabánya in der Marmarosch; Mangel an Tuffbildungen und Vorherrschen der Gangform kennzeichnen diese Region, in der hauptsächlich Dacit und Amphibolandesit in normaler und Grünstein-Modifikation sowohl alttertiären Karpatensandstein wie auch kristalline Schiefer durchbrechen.

Unmittelbar südlich vom Borgopasse verändert sich mit einem Schlage das geologische Bild: man betritt einen 150 *km* langen ununterbrochenen vulkanischen Gebirgszug, in dem Tuffe und andere Zerspratzungs- und Auswurfsprodukte die Hauptrolle spielen. In der geologischen Literatur hat man

S. 265. Gebiet nordwestlich von Sátoralja-Ujhely. Földt. Közl. 1897, XXVII, S. 349. — H. WOLF, Jahrb. XIX, S. 235. Verh. 1879, S. 277. — RICHTHOFEN, Jahrb. XI.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI, S. 414. — F. KREUTZ, Das Vihorlat-Guttingebirge. Jahrb. XXI, S. 1.

[2]) Földt. Közl. 1873, III, S. 90.

sich daran gewöhnt, dieses Vulkangebirge als **Hargittazug** zu bezeichnen, obwohl eigentlich nur der südliche Teil diesen Namen trägt; der nördliche bildet das Görgeny- und das Caliman-(Kelemen-)gebirge.

Der Hargittazug setzt im Norden an der Innenseite des alten Gebirges ein; etwa vom Marosdurchbruche angefangen greift er aber in die kristallinen Schiefer ein und durchschneidet in schiefer Richtung nicht nur deren ganze Mächtigkeit, sondern erstreckt sich mit seinen Ausläufern am Büdös und im Málnásbade sogar tief in die obercretacischen Karpatensandsteine der Außenseite (s. d. tekt. Karte).

Der Hargittazug besteht fast ausschließlich aus verschiedenen Varietäten von dunkelgrauem oder violettem Augitandesit. Die geologischen Karten verzeichnen im Hargittagebirge eine mächtige geschlossene Mittelzone von Andesit, beiderseits flankiert von Tuffzonen. In dieser Darstellung kommt aber weder die Tatsache, daß das Calimangebirge anders gebaut ist als die eigentliche Hargitta, noch auch das außerordentliche Überwiegen der Tuffe zu gebührendem Ausdruck. A. Koch[1]) schätzt den massig erstarrten Andesit auf kaum 10 Prozent der Gesamtmasse und dürfte damit den Anteil der losen Auswurfsprodukte noch zu gering angeschlagen haben. In Wirklichkeit herrschen die losen Auswurfsmassen dermaßen vor, daß man in der eigentlichen Hargitta fast nur ausnahmsweise kleine Decken, Ströme und Gänge vorfindet, alles übrige besteht aus einem wirren, schichtungslosen Haufwerk von kopfgroßen und noch größeren Blöcken, dessen Fugen durch feineren vulkanischen Sand und kleinere Blöcke ausgefüllt sind. Offenbar haben hier äußerst paroxystische Explosionen stattgefunden, bei denen die groben Blöcke unweit der Ausbruchsstellen, die feinen etwas entfernter niederfielen. Die feinsten Teile wurden an den Rand, in die Seen der pontischen und levantischen Periode hinausgetragen.

Die Ausbrüche scheinen sich in der eigentlichen Hargitta vorwiegend an Spalten ohne bestimmt lokalisierte dauernde Krater nahe der jetzigen Gebirgsachse abgespielt zu haben. In den Randregionen fanden nur vereinzelt Ausbrüche statt, wie z. B. bei Csik Szereda oder an der Wasserscheide zwischen Alth und Maros.

Wesentlich abweichend gestaltet sich die Verteilung der Eruptivmassen im **Calimangebirge** an der Grenze der Bukowina, Moldau und Siebenbürgens. Ein Blick auf die Spezialkarte läßt hier ein gewaltiges Ringgebirge von erstaunlicher Regelmäßigkeit erkennen. Der über 26 *km* lange Ringwall erhebt sich am Caliman Isvor zu 2031 *m*, am Pietrosul zu 2102 *m*, sinkt zwischen Caliman Isvor und Vrf. Timeului nirgends unter 1700 *m* und zeigt nur nach der Moldau hin im Neagratal eine tiefe Scharte. Mit seinem steilen Abfall nach innen und der flachen Böschung nach außen erinnert der Ring des Caliman lebhaft an die schildförmigen Riesenvulkane mit weitem Krater.

[1]) Siebenbürgische Tertiärbildungen. Neogene Abt. Budapest 1900, S. 275. Die Arbeit von A. Koch enthält vollständige Literaturnachweise über die siebenbürgischen Eruptivgebilde.

Westlich von diesem Ringgebirge befindet sich an der Bistricioara (1994 *m*) das zweite Höhenzentrum dieses Gebietes. Bis vor kurzem war unser Wissen über diese meilenweite, unbewohnte Wildnis sehr beschränkt, erst in neuerer Zeit haben ATHANASIU's Untersuchungen über den moldauischen Anteil des Calimangebirges einiges Licht verbreitet und gezeigt, daß am Caliman ein Wechsel von horizontalen Lavadecken mit zwischengelagerten Tuff- und Blockmassen besteht (vergl. Fig. 129).

Die eruptive Tätigkeit begann im Calimangebiete mit kräftigen Aschen- und Blockauswürfen, hierauf folgten Lavaergüsse, in verschiedenen Intervallen durch weniger heftige Aschenförderungen unterbrochen. Den Schluß bildeten die dünnflüssigen Laven des Caliman Isvor, des Lucaciu und der Pietrile rosie, welche die untere Tuff- und Blockdecke nicht mehr völlig zu überspannen vermochten und an der Oberfläche häufig eine schlackigblasige Beschaffenheit annahmen. Eine schlackige Partie dieser Art hat schon vor vielen Jahren A. v. ALTH von den Pietrile rosie beschrieben. Die beistehende

Fig. 129. Andesitdecken am Ostabhange des Caliman.
Nach S. Athanasiu.
1 Quarzreicher Glimmerschiefer, 2 Glimmerschiefer, 3 Andesittuff, 4 Augitandesit.

Skizze (Fig. 130) zeigt, daß der Wechsel von Lava- und Tuffdecken auch dem bukowinischen Anteil des Calimangebirges zukommt. Nach dem Zentrum hin verschwinden im moldauischen Gebiete nach S. ATHANASIU[1]) die lockeren Auswürflinge und es entsteht hier eine solide Zentralmasse (s. Fig. 131). Sollte diese wichtige Beobachtung auch an anderen Punkten des weiten Zentralraumes des Calimanringes Bestätigung finden, dann wäre wohl zu erwägen, ob hier nicht ein Krater bestanden habe, der die Tuffe und Blöcke lieferte und in dem die Lava nur zeitweilig so hoch gehoben wurde, um über die flachen Flanken deckenförmig abfließen zu können.

An seinem Südende sinkt der Hargittazug zu der bescheidenen Höhe von 1300 bis 1000 *m* herab, gehört aber dennoch zu den anziehendsten und merkwürdigsten Stücken karpatischer Erde. Neben den Pyroxenandesiten herrschen hier saure Gesteine, und zwar am Balvanyos, Büdös und Nagy Csomál Biotitandesit und diesem nahe verwandter Dacit am Nagy Morgó. Wegen ihres jugendlichen geologischen Alters dürfen diese sauren Gesteine nicht mit den älteren echten Daciten zusammengeworfen werden, sie stellen

[1]) S. ATHANASIU. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 465.

vielmehr ein Seitenstück zu den jungen rhyolithischen Ausbrüchen der westlichen Region vor, wogegen die vereinzelten Quarztrachytgänge des Burghals und von Bacsfalva bei Kronstadt und vielleicht auch die merkwürdigen von C. v. JOHN[1] beschriebenen Sanidinite von Holbak der älteren vordacischen Eruptionsphase angehören dürften.

Das Südende der Hargitta ist durch lebhafte Solfataren- und Mofettentätigkeit[2] ausgezeichnet. Der Büdös stößt hier hauptsächlich aus drei kleinen Höhlen [Gyilkos (Mörder), Büdös (Gestank), Timsos (Alaun)] in kaolinisiertem

Fig. 130. Andesitdecken am Nordrande des Calimangebirges zwischen der Alpe Ascuţiti und dem Lucaciu, Bukowina.

1 alttertiärer Karpatensandstein, 2 grobe Andesittuffe mit großen Auswürflingen, 3 erste Andesitdecke, 4 Agglomerate, 5 obere Andesitdecke, am Vorderrande steil geklüftet.

Biotitandesit Kohlensäure und Schwefelwasserstoff aus; der N. Morgó liefert Kohlensäure.

Die Exhalation des Büdös besteht aus ungefähr 95 Proz. CO_2, 0,37 H_2S, 1,31 H_2O, 2,62 N, 0,13 O. Von der Menge der ausgehauchten Kohlensäure

Fig. 131. Durchschnitt vom Mittelteil des Caliman nach Norden.

Nach S. Athanasiu.

1 Andesittuff und Agglomerat, 2 Pyroxenandesit, *a* alluviale, *d* diluviale Anschwemmung

gibt der Umstand eine Vorstellung, daß eine im Tale aufgestellte Fabrik jährlich ungefähr 180.000 *kg* Kohlensäure zu komprimieren vermag. Aus dem Schwefelwasserstoff entsteht an der Luft Schwefel und freie Schwefelsäure: jener überzieht die Höhlenwände, diese zersetzt das Gestein und geht in das Quellwasser über. Die Solfatarentätigkeit war früher ausgedehnter als jetzt.

Westlich vom Büdös erhebt sich aus dem Althtal der Nagy Csomál

[1] Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899. S. 565.

[2] Nähere Nachweise bei A. KOCH, l. c.

mit den wohlerhaltenen, aus Blockwerk bestehenden Ringwällen des Annasees und des vertorften Mohostó. Von der Höhe ziehen sich Bimsstein-Lapilli und Auswürflinge in das Althtal bei Tusnád herab. Schon LILL und BOUÉ erkannten in dem schönen Ringwall des Annasees (s. Fig. 132) den Ursprungskrater der Bimsstein-Lapilli von Tusnád, was G. v. RATH mit Unrecht bezweifelt hat. Unter den Auswürflingen von Tusnád kommen neben kleinen Bimsstein-Lapilli auch größere polyedrische Stücke mit geborstener, glasiger, fettglänzender Rinde und bimssteinartiger oder dichter, heller Innenmasse vor. Auf den ersten Blick fällt die Ähnlichkeit mit den geborstenen „Brotkrustenbomben" der Volcanoeruptionen von 1889 bis 1890 und der Eruptionen des Mont Pelée des Jahres 1902 auf (vergl. Fig. 133). Offenbar sind diese

Fig. 132. Der Kratersee St. Anna (Annató) am Csomál bei Tusnád.
Aufnahme von L. von Lóczy.

Auswürflinge auch in ganz ähnlicher Weise durch die Einwirkung innerer Blähung auf die bereits verfestigte Rinde entstanden.[1]) Wie bei den Volcano- und Pelée-Eruptionen nur Bimssteinasche und Bomben unter enormen Dampfausbrüchen gefördert wurden, so scheint auch der Krater des Annasees vorwiegend „volcanianisch" ohne namhafte Lavaergüsse gearbeitet zu haben.

Die Ausbrüche der Hargitta gehören einer verhältnismäßig jugendlichen Periode an; ihre Tuffe finden sich nicht nur in pontischen, sondern nach A. KOCH und E. LÖRENTHEY[2]) auch in levantischen Schichten. Die kräftige Solfatarentätigkeit, die wohlerhaltene Kraterform des Annasees, das Vor-

[1]) K. BAUMGARTNER in TSCHERMAKS Mineral. Mitt. XXI. S. 31.

[2]) Geolog. Verh. d. Lignitbildung des Széklerlandes. Orvos-Természettud. Értesitö. Kolozsvár. XVII. 1895, S. 237.

kommen der Auswürflinge nahe am Althflusse lassen sogar die Vermutung aufkommen, daß sich die vulkanische Tätigkeit am Nagy Csomál sogar noch bis an die Schwelle des Plistocän manifestiert habe.

Während im Westen die basaltische Phase dem andesitischen Eruptionszyklus als eine unabhängige vulkanische Bekundung nachfolgt, fanden im Osten basaltische und andesitische Eruptionen in derselben geologischen Epoche statt. Am Galter Bergrücken mischen sich in mittellevantischen Schichten basaltische mit andesitischen Auswurfsprodukten. Die basaltischen Auswürflinge stammen von den kleinen Vulkanen des Persanyer Gebirges, von denen sich fünf an einer dem Westrande dieses Gebirges parallelen Linie befinden; der sechste liegt etwas abseits an der alten Sachsenburg der Stadt Reps.[2]) Diese Vulkane scheinen nur je einmal tätig gewesen zu sein, erregen aber durch die Mannigfaltigkeit ihrer Erstarrungsprodukte

Fig. 133. „Brodkrustenbombe“ vom Bade Tusnád, Siebenbürgen.
Die polyedrisch geformte Bombe mißt etwa 15 cm. Die Abbildung links zeigt die dunkle vitrophyrische Rinde, die Abbildung rechts den inneren hellen bimssteinartigen Kern umgeben von der dunkleren Rinde.

Interesse. Ihre Ausbrüche müssen zu einer Zeit stattgefunden haben, in der das Südende der Hargitta noch vulkanisch tätig war.

Die peripherischen Eruptionen.

Über die so interessanten zersplitterten Eruptionen des westlichen Siebenbürgens und die Spalte der Banater Tiefengesteine müssen wir hier mit Stillschweigen hinweggehen, da sie uns von unserem eigentlichen Gebiete zu sehr ablenken würden. Nur den äußersten Vorposten der großen Andesitausbrüche wollen wir noch einige Worte widmen.

Wie sich beim Einbruch einer starren Decke einzelne Spalten weit über das eigentliche Bruchgebiet ausdehnen und kleinere peripherische Risse auch ohne unmittelbaren Zusammenhang mit den Bruchklüften entstehen können, so scheinen sich auch hier beim Abbruche innerer Teile der Karpaten einzelne Spalten in die äußere Umwallung des älteren Gebirges fort-

[2]) A. Koch, l. c. S. 342.

gesetzt und kleinere Risse weit außerhalb in der gefalteten Sandsteinzone geöffnet zu haben. Am klarsten liegt der Zusammenhang bei den Andesitgängen von Kluszkowce, Krościenko, Szlachtowa und Szczawnica in den Pieninen zu Tage, da schon das Nordende des Eperjes-Tokajer Andesitzuges bei Kapi in das Streichen der Klippenzone einlenkt und diese fast erreicht. Die Andesite der Pieninen treten durchwegs als wenig mächtige Gänge auf, nur das größte Vorkommen bei Kluszkowce erscheint als kleiner Stock.[1])

Die Banower Gruppe durchbricht die mährische Sandsteinzone ungefähr 7 bis 10 *km* nordwestlich von der Klippenzone des Waagtales. Früher g aubte man hier Andesite und Basalte vor sich zu haben, nach H. v. Foullon bilden aber die Banower Gesteine nur Varietäten von Biotitandesit. K. Paul[2]) ermittelte eine gewisse Regelmäßigkeit im Auftreten der bald im Schichtstreichen, bald quer dazu verlaufenden Gänge.

Am weitesten vom Haupteruptionsherde entfernt und deshalb vielleicht am bemerkenswertesten sind die kleinen Gänge von Rzegocina, Rybie und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Nur 16·5 *km* trennen dieses Vorkommen vom Nordrande der Sandsteinzone. Nebstdem geben hier aber auch andere Umstände Anlaß zu Erwägungen: während sonst im peripherischen Gebiete nur Gänge bekannt sind, hat sich hier eine kleine Partie von Andesittuff erhalten. Ferner konnte C. v. John unter den Gesteinen dieser Eruptivgruppe auch Glimmerdacit nachweisen und endlich enthält dieses Vorkommen in Rybie zahlreiche blockförmige Einschlüsse von kristallinen Gesteinen, leider in gänzlich zersetztem Zustande. Besser erhalten könnten diese Blöcke wichtige Aufschlüsse über die Beschaffenheit des Untergrundes der Sandsteinzone vermitteln.[3])

Postvulkanische Wirkungen.

Wir müßten manche der interessantesten geologischen Erscheinungen der Karpaten übergehen, wollten wir nicht auch der postvulkanischen Tätigkeit einige Aufmerksamkeit widmen. Daß diese namentlich am Südende der Hargitta auch heute noch einen recht lebhaften Charakter hat, konnten wir schon hervorheben. In gewissem Sinne gehören auch manche heiße Quellen und die schier zahllosen Säuerlinge in der Umgebung der neovulkanischen Gebirge zum Nachklange des Vulkanismus. Diese hier auch nur flüchtig zu besprechen, würde den gesteckten Rahmen weit überschreiten. Nur gewisse Erscheinungen der postvulkanischen Erz- und Mineralbildung wollen wir hier streifen.

In den Eruptivmassen entstanden teils durch Abkühlung während der Verfestigung, teils nachher durch tektonische Einwirkungen Spalten und Verwerfungen, in denen als Nachklang des Vulkanismus schwefel- und

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 790.
[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 493.
[3]) V. Uhlig, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 251.

kohlensaure Gase und Dämpfe und heißes Wasser aufstiegen. Jene bewirkten, in die feinsten Spalten dringend, die schon besprochene Propylitisierung und Kaolinisierung, dieses brachte metallische und kieselsaure Lösungen aus der Tiefe und schied sie in höheren Regionen infolge der niederen Temperatur und der chemischen Wechselwirkung mit dem Gesteine in fester Form als sogenannte „Silber- und Golderzformation“ aus. In den Gangspalten wurden besonders Quarz, Amethyst, Hornstein, ferner mannigfaltige Silbererze, silberhaltiger Bleiglanz, goldhaltiger Schwefelkies, Zinkblende, Kupferkies, seltener Antimonglanz, Fahlerz, Zinnober und andere Erze und Mineralien abgesetzt; das Gestein wurde entlang den Gangspalten verkieselt, so daß die Gangfüllung in das taube Gestein allmählich übergeht. Wo die Erze in toniger Gesteinsmasse enthalten sind, da zirkulierte kein heißes Wasser, sondern nur Dämpfe, die das Gestein kaolinisierten. Die chemischen Vorgänge der hydrothermalen Zirkulation kann man auch heute noch an den heißen Wässern verfolgen, die z. B. in Szklenó (Glashütte) und in der Tiefe des Franzschachtes in Schemnitz hervorbrechen.

Schemnitz (Selmeczbánya), gleich berühmt durch den Edelmetallreichtum und die große Zahl seiner Gänge wie durch das hohe Alter des Bergbaues und die bewundernswerten Fortschritte der Bergbautechnik, die einstens von hier ihren Weg in die Welt nahmen, bietet ein typisches Beispiel dieser Silber-Golderzformation. Die Gänge sind hier ungemein zahlreich, sie streichen generell nach Nordnordosten und fallen meistens steil, häufiger nach Südosten als nach Nordwesten ein. Einzelne Gänge, wie der Schöpfergang, die Brennerstollengänge setzen im Dioritstock auf; der Altallerheiligengang liegt größtenteils am Kontakt zwischen Diorit und Augitandesit. Die zahlreichsten und wichtigsten Gänge, wie der Spitalergang, der Grünergang u. v. a. befinden sich im Augitandesit. Der Spitalergang ist auf über 8 *km* nachgewiesen und hat möglicherweise eine Gesamtlänge von mehr als 12 *km*. Man kann bei seiner Mächtigkeit von 40—50 *m* eigentlich nicht von einem Gang sprechen, er bildet vielmehr einen Gangzug von vielen nahe aneinander gerückten und durch taubes Zwischengestein getrennten Einzelgängen. Der 2 bis 12 *m* mächtige Grünergang ist durch die Anreicherung des Erzes in bestimmten Partien, den sogenannten Erzsäulen, bemerkenswert.

Einzig Schemnitz führt kristallinisch-körnige Gesteine; an allen anderen Lokalitäten sind die Erzgänge an porphyrisch erstarrte und propylitisierte Augitandesite und Dacite gebunden. Das ist der Fall in Kremnitz, bei den unbedeutenden Vorkommnissen des Vissegrád, der Mátra und des Eperjes-Tokajer Gebirges, wie auch den reicheren Lagerstätten von Nagybánya, Felsöbánya, Kapnik, Olahlaposbánya und mehreren anderen Punkten im Guttingebirge, von Borsabánya in der Trojaga und Alt-Rodna und nicht minder endlich auch im siebenbürgischen Erzgebirge. Wohl kommen jedem dieser Gebiete besondere lokale Eigentümlichkeiten des Erzvorkommens zu,

aber im großen und ganzen ist die genetische Zusammengehörigkeit unverkennbar.[1])

Die Gänge des siebenbürgischen Goldlandes, schon von den Römern systematisch ausgebeutet, haben in neuerer Zeit durch den ungewöhnlichen Reichtum einzelner Anbrüche Aufsehen erregt. Aber auch abgesehen davon, gehören viele dieser Lagerstätten unstreitig zu den interessantesten ihrer Art. Nágyag, Offenbánya, Faczebaja sind durch das Vorherrschen der Telluride unter den Erzen ausgezeichnet. In Nágyag herrscht zugleich Propylitisierung und Kaolinisierung, diese in ganz besonders enger Beziehung zu den Erzgängen. Offenbánya interessiert durch ein zweifaches Erzvorkommen: am Kontakt von kristallinen Kalken mit Rhyolithen und Hornblendeandesiten stellen sich sogenannte Bleistöcke mit Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz ein, im Hornblendeandesit wenig mächtige Silber- und Golderzgänge mit gediegenem Gold und Tellurerzen. Auch das berühmte Vöröspatak ragt durch die Mannigfaltigkeit des Erzvorkommens hervor. Die Erzgänge setzen hier teils in Eruptivgesteinen, teils in Sedimenten auf. Im Karpatensandstein bestehen sie besonders aus Quarz mit reichlichem Freigold.[2])

In manchen Fällen beschränkte sich die postvulkanische Solfatarentätigkeit auf die Absonderung von Schwefel- und Kieselsäure. Am Büdös vollzieht sich dieser Prozeß unter unseren Augen, im Calimangebiete liegt nur das abgesetzte Produkt, der Schwefel vor, ebenso am Ciceraberg bei Vöröspatak. In Kalinka[3]) im Ostrovszkygebirge entstand durch Solfatarenwirkung in zersetztem Augitandesit eine hydroquarzitische Masse mit von Schwefel erfüllten Poren. Heiße Luft von 50° C. drang im ehemaligen Bergbau aus Spalten hervor, eine Erscheinung, die wohl auch als aktueller vulkanischer Nachklang aufzufassen ist. Bei Beregszász wurden Quarztrachyte in der Fumarolenperiode in Alaunfels umgewandelt.

Mit dem Absatze von Kieselsäure aus ehemaligen Heißquellen scheinen auch andere Prozesse verknüpft gewesen zu sein: am Rande des Vihorlat-Guttingebirges kommen in lichten Tuffen Eisenerze in Begleitung von Unghvárit und Eisenopalen vor, die von F. Kreutz[4]) als Auslaugungs- und

[1]) Aus der überreichen Literatur über die Gold-Silbererzformation Ungarns greifen wir hier nur weniges heraus: Lipold. Bergbau von Schemnitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, S. 317. — A. Gesell. Kremnitzer Bergbaugeb. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, XI, 1897. Felsőbánya. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt f. 1891, S. 124. Kapnikbánya. Ebdas. 1892, S. 160. Oláhláposbánya. Ebdas. 1893, S. 135. Nagybánya. Ebdas. 1890. S. 159. 1889, S. 157. — Pošepny. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Verh. 1865, S. 135, 163, 171, 183. Verh. 1867, S. 99. Jahrb. 1868, S. 53, 297. Verh. 1870, S. 19, 95. 1871, S. 93, 40. 1875, S. 70, 75, 97.

[2]) Vergl. B. v. Inkey. Nágyag. Budapest 1885. — E. Semper. Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des Siebenbürger Erzgebirges. Berlin 1900. — H. Höfer. Nágyag. Jahrb. XVI, S. 1. — Weiss. Bergbau in Siebenbürgen. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, IX, 6. Heft, 1891.

[3]) Th. Szontagh. Földt. Közl. 1885. — Göbl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, Verh. S. 84.

[4]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXI, S. 21.

Absatzgebilde solcher Quellen hingestellt werden. Eine ähnliche Erklärung findet D. STUR[1]) für die Brauneisenerze der Gegend von Libethen.

Eruptionsphasen. Beziehungen zum Gebirgsbau.

Aus der verwickelten geologischen Geschichte der karpatischen neovulkanischen Eruptionen treten heute erst einige Grundzüge hervor.

Tuffe und Fragmente eines sanidinreichen Trachytes in den obereocänen Nummulitenkalken des Ofen-Kovacsier Gebirges bilden im westlichen Gebiete die ersten vereinzelten Spuren der sich regenden vulkanischen Tätigkeit. Darauf folgen die rhyolithischen weißen Tuffe an der Basis der ersten Mediterranstufe nördlich der Mátra Im westlichen Siebenbürgen bestehen die ältesten Förderungen aus den rhyolithischen Tuffen des Oligocän und der ersten Mediterranstufe der Gegend von Kolozsvár und den damit in Beziehung gebrachten vereinzelten Rhyolithausbrüchen in Vöröspatak und an anderen Orten. Die ersten Ausbrüche hatten durchgehends einen sauren Charakter, sie scheinen auf die innersten Gebiete des Gebirges beschränkt gewesen und in der dacischen Region etwas später eingetreten zu sein als im Westen. In den eigentlichen Randregionen, im Schemnitzer Gebirge, im Vihorlat-Guttin, in der Hargitta, kennt man bisher keine Spur dieser ersten Vorläufer.

Die nächste Phase bringt im Cserhát und vermutlich auch in den benachbarten Gebieten (Schemnitz, Mátra, Vissegrád) an der Grenze zwischen erster und zweiter Mediterranstufe basische Pyroxenandesite zur Oberfläche; dann folgen, wenn man von den Dioriten und Apliten von Schemnitz absieht, etwas weniger basische Biotitamphibolandesite; endlich in vermutlich sarmatischer Zeit die sauren Rhyolithe.

Im mittelungarischen Vulkankranze ergibt sich somit nach sauren Vorboten eine ziemlich gut ausgesprochene Reihe mit stufenweise abnehmender Basizität, bis schließlich die vulkanische Tätigkeit mit der Förderung eines basischen Endgliedes, des Basaltes, ihren Abschluß findet.

Im dacischen Gebiete hingegen folgen auf die rhyolithischen Ausbrüche zunächst die quarzreichen Dacite und dann erst die basischen Augitandesite. Die Reihe der abnehmenden Basizität scheint in Westsiebenbürgen kaum vorhanden und in der Hargitta nur durch die Biotitandesite von Tusnád und die jüngeren Dacite des Nagy Morgó dürftig angedeutet zu sein; das sauerste Schlußglied des jüngeren Rhyolithes fehlt gänzlich, dagegen ist die basaltische Episode vertreten.

Im Guttingebirge und im nördlichen Teile von Westsiebenbürgen fällt die dacitische Phase in die zweite mediterrane, die andesitische in die sarmatische Periode. Etwas später, erst am Schlusse der mediterranen Periode nehmen der isolierte Csicsóvulkan und das Csertásgebiet im Erzgebirge die dacitische Tätigkeit auf und im Hargittagebirge beginnen andesitische

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, S. 419.

Eruptionen vollends erst in pontischer Zeit, um bis in die levantische Stufe, ja in den letzten, etwas weniger basischen Ausbrüchen am Südende des Gebirges vielleicht selbst bis an die Schwelle des Plistocän anzuhalten. Sie überdauern hier die basaltischen Ausbrüche der mittleren levantischen Stufe. Es scheint sich also eine Art zeitlichen und örtlichen Wanderns der vulkanischen Tätigkeit und in Verbindung damit eine Modifikation der Eruptionsfolge zu vollziehen, deren Wesen und Gesetzmäßigkeit sich heute kaum noch in vollem Umfange beurteilen lassen.

Die Mehrzahl der großen neovulkanischen Ausbrüche der Karpaten folgt deutlichen Linien, Längs- und peripherischen Linien, die häufig einen mehr oder minder deutlich ausgesprochenen Zusammenhang mit Randbrüchen erkennen lassen. In den West- und Zentralkarpaten schonen die Eruptionen das kompakte Gebirge, sie beschränken sich als mittelungarischer Vulkankranz auf den Rand des inneren Gürtels und greifen nur in die innere Kerngebirgsreihe ein; nur ausnahmsweise brechen tief im eigentlichen Gebirgsgefüge kleinere Vulkanspalten auf, wie am Vepor und bei Tiszolcz.

Im Osten dagegen quellen die Lavamassen unmittelbar aus dem inneren Randbruche der Klippenzone und des alten ostkarpatischen Gebirges hervor; im südlichen Teile dieses Gebirges wird sogar der Randbruch verlassen und die vulkanische Spalte dringt, wie wir sahen, bis in die Oberkreidehülle am Außenrande vor. Das Gebirge des westlichen Siebenbürgens ist an seinem Rande fast allseits von kleineren Eruptionen durchschwärmt und fast aus dem Herzen des Gebirgsgefüges steigt an einer nordnordöstlichen Spalte der gewaltige, innen granitoporphyrisch, nach außen normalporphyrisch und oberflächlich rhyolithisch erstarrte Dacitdom des Vlegyása bis zu 1883 *m* empor, ähnlich gestellt wie die armenischen und kaukasischen Vulkane. Auch in dieser verschiedenartigen Disposition der vulkanischen Durchbrüche kommt der Unterschied ost- und westkarpatischer Entwicklung zum Vorschein.

Die neovulkanischen Förderungen der Karpaten werden vielfach als Begleit- oder Ergänzungserscheinung der Faltung aufgefaßt. Eine besonders ansprechende Lösung dieser Frage schien die Vorstellung zu vermitteln, daß sich die nach außen geschobenen Ablagerungen an ihrem Innenrande von den weiter nach innen liegenden Schollen abtrennten und aus den Randrissen vulkanische Massen unter dem Drucke der sinkenden Innenschollen hervorquollen. Seitdem wir aber wissen, daß die mesozoischen Gebirge der Karpaten schon vor dem Mitteleocän und daher vor Beginn der Eruptionen gefaltet und im wesentlichen in den Zustand von heute versetzt waren, ist diese Anschauung nicht mehr haltbar. Nur zu den jüngeren Faltungen der Sandstein- und Salztonzone zeigen die Eruptionen gewisse zeitliche und örtliche Beziehungen. Die letzteren kommen darin zum Ausdruck, daß die Eruptionen nur in schwachen, fast verschwindenden peripherischen Ausläufern das gefaltete Sandsteingebirge durchdrangen, sonst aber gänzlich auf die innere Region beschränkt waren, in der das Alttertiär nicht oder kaum gefaltet, dagegen teilweise gebrochen und gesenkt ist.

Der Zeit nach besteht insofern ein gewisser Zusammenhang als die Ausbrüche zum Teil in den Epochen der Faltung der Sandstein- und namentlich der Salztonzone stattfanden. Ein großer Teil der Eruptionen und vielleicht die intensivsten haben aber die Faltungsperiode beträchtlich überdauert.

Jener merkwürdige südöstliche Schlußteil der Karpaten, in dem selbst die pontischen und levantischen Bildungen am Außenrande des Gebirges gefaltet sind, bildete weiter nach innen zugleich auch den Schauplatz der jüngsten Eruptionen. Vielleicht beruht dieses örtliche Zusammentreffen auf einem „Zufall", jedenfalls ist es aber merkwürdig genug, um hier mit besonderem Nachdruck hervorgehoben werden zu müssen.

Teschenite und Pikrite.

Mit den neovulkanischen Ausbrüchen der Innenseite der Karpaten kontrastieren lebhaft und in mehr als einer Hinsicht die basischen Intrusivgesteine des Außenrandes dieses Gebirges. Diese Gesteine begleiten in einer schmalen, von Skaliczka bei Weißkirchen in Mähren bis Wieliczka in Galizien reichenden Zone den Nordfuß der Karpaten und haben hier besonders in den Umgebungen von Neutitschein und Teschen ihre Hauptherde.

Man bezeichnete diese Gesteine zuerst als Grünsteine, Diorite, Diabase, auch als Syenite und Hypersthenite. Der verdienstvolle Erforscher der schlesischen Karpaten, L. Hohenegger,[1] fühlte mit richtigem Takt das Besondere dieser Bildungen heraus und nannte sie Teschenite. Indem G. Tschermak[2] 1860 diese Bezeichnung annahm und zugleich die olivinreichen Pikrite abtrennte, gab er diesen Gesteinen zuerst eine bestimmtere Fassung, auf Grund deren sich die auch heute noch nicht abgeschlossene Erforschung der Teschenite vollziehen konnte.

Die typischen großkörnigen analcimreichen Massen rechnet Rosenbusch zu den Theralithen; mit diesen kommen hornblendefreie, also diabasartige Gesteine, aber auch Pikrite vor. Der altbekannte Aufschluß von Ellgoth bei Teschen bietet ein Beispiel nicht nur für das Zusammenvorkommen der genannten drei Haupttypen in einer und derselben Lagergangmasse, sondern auch für die Mannigfaltigkeit der untergeordneten Strukturschwankungen. Offenbar stammen diese Gesteine aus demselben Magmabecken und sind durch Spaltung des gemeinsamen Magmas entstanden. Ob sich aber die Spaltung in den Gängen oder in größerer Tiefe vollzog und Nachschübe stattfanden oder ob beiderlei Vorgänge mitwirkten, wird erst durch entsprechende geologische und petrographisch-chemische Untersuchungen festgestellt werden müssen.

Der erwähnte Aufschluß in Ellgoth, aber auch die Steinbrüche von Marklowitz und Boguschowitz bei Teschen und zahllose andere Entblößungen beweisen auf das deutlichste die intrusive Natur der Teschenite; es

[1] Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869.

[2] Geognost. Verh. d. Nordkarpaten. Gotha 1861, S. 43.

sind Feuergesteine, die in die Erdkruste eingetrieben wurden, aber nicht an die Oberfläche gelangten. In Lagergängen von 0·1 bis 10 *m* selten 15 bis 20 *m* Mächtigkeit liegen die Teschenite meistens gleichsinnig zwischen den Schiefern (s. Fig. 134 und 135), nur sehr selten beobachtet man saigere Gänge. Bald treten mehrere mächtige oder schwächere Gänge nebeneinander auf, die nur durch sehr geringe Schiefermittel getrennt sind und deshalb leicht für eine einheitliche, weit mächtigere Masse gehalten werden können,

Fig. 134. Teschenitintrusion in Boguschowitz bei Teschen.
Aufnahme von A. Bilowitzki.
Die Stelle entspricht dem neuen Steinbruch in Fig. 135. Das geklüftete Felsgestein ist grobkörnigstrahliger Teschenit, die Schieferpartie darüber besteht aus kontaktmetamorphem Oberen Teschener Schiefer, die oberste Partie unmittelbar unter dem Rasen und den Bäumen am Bildrande rechts aus unverändertem Oberen Teschener Schiefer.

bald lösen sich gröbere Gänge in ein förmliches Geäder von feinen Injektionen auf. Häufig enthalten die Teschenite abgerissene, scharf begrenzte Bruchstücke des Liegenden oder Hangenden. Den mindestens 15 *m* mächtigen Lagergang des großen Steinbruches von Boguschowitz (Fig. 134) hat Morożewicz[1]) als einen Laccolithen angesprochen; die Begriffe Laccolith und Lagergang werden sich nicht immer streng trennen lassen, hier dürfte indessen doch die letztere Bezeichnung zutreffender sein.

[1]) Pamiętnik fizyjograficzny. X. Warschau 1890.

Am Kontakte des Teschenits mit Schiefer und Kalk beobachtet man sowohl im Liegenden wie im Hangenden exogene (vergl. Fig. 136) und wie ROHRBACH[1]) gezeigt hat, auch endogene Kontaktmetamorphose und so ist die intrusive Natur der Teschenite, mit der die kristallinisch-körnige Struktur dieser Gesteine vollkommen in Einklang steht, auf das sicherste festgestellt.

Fig. 135. Auftreten des Teschenites in Boguschowitz bei Teschen, rechte Seite des Olsatales.

1 Unterer Teschener Schiefer, 2 Teschener Kalk, 3 Oberer Teschener Schiefer, τ Teschenit, c Kontaktmetamorpher Schiefer.

Die Frage nach dem geologischen Alter der Teschenitintrusion ist vielfach, aber leider ohne einwandfreies Resultat erörtert worden. MADELUNG[2]) erklärte sie für tertiär, andere Autoren für cretacisch. HOHENEGGER dachte an wiederholte, vom Ende der Jurazeit bis in das Tertiär währende Eruptionen, „wobei die plutonischen Massen des Teschenit immer mehr und allmählich aus den alten Grünsteinen in die heutigen Basalte übergingen". Nach HOHENEGGER treten in Kalembitz bei Teschen und bei Freiberg i. M. Teschenite und Pikrite im Bereiche des Eocän auf. Bestände hier Kontaktmetamorphose, so wäre das tertiäre Alter der Intrusion erwiesen. Andernfalls könnte man immer noch an eine alte cretacische Teschenitklippe denken, die von Eocän umhüllt wurde. Ein sicherer Nachweis wurde in dieser Beziehung bisher nicht geliefert. Die geringen sekundären Störungen der Teschenite, die auf kleine Verwerfungen beschränkt sind (s. Fig. 137) und der Mangel von Druckschieferung in den diabasischen Abarten sind der Annahme des tertiären Alters günstig. Gegen diese Annahme spricht dagegen das von STUR[3]) beschriebene Vorkommen

Fig. 136. Aufschluß am Nordrande des Boguschowitzer Wäldchens bei Teschen.

a kubisch abgesonderter, ziemlich dichter Teschenit bis 1 *m* mächtig, *b* Kontaktzone bis 1 *dm* mächtig, *c* Kalkbänke in schiefrigem Teschener Kalkstein, westlich einfallend.

[1]) Vergl. C. ROHRBACH. Eruptivgesteine in der schles.-mähr. Kreideformation. Min. Mitt. Wien 1885.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1865, S. 208.

[3]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 5.

von Teschenitblöcken in einem Tegel von angeblich tertiärem Alter am Strážberge bei Hustopetsch.

Die Teschenite und ihre Begleiter weichen in chemischer Beziehung von den andesitischen und rhyolithischen Gesteinen der Innenseite wesentlich ab, nähern sich dagegen den phonolithischen, tephritischen und basaltischen Eruptionen der mitteldeutsch-nordböhmischen Eruptivzone, als deren östliche Ausläufer die Basalte von Ostrau betrachtet werden. Wenn angenommen wird, daß die Teschenite ebenfalls noch mit zu den östlichsten Ausläufern dieser Zone von „atlantischem Typus“ gehören, so erscheint sowohl ihr Auftreten am Außenrande der Karpaten wie auch ihre chemische Natur im Gegensatz zu den Eruptionen der Innenseite befriedigend erklärt.

Fig. 187. Teschenit-Aufschluß in Janowitz, Schlesien.
a grüner, ziemlich dichter (diabasischer) Teschenit, von einer sekundären Verwerfung, *v* durchschnitten, 10 *m* mächtig, gegenüber der Kirche von Janowitz aufgeschlossen, *b* Oberer Teschener Schiefer (Valanginien) durch Kontaktwirkung weithin entfärbt.

Die älteren Eruptionen.

Kreide- und Juraperiode bildeten in den Karpaten wie in so vielen anderen Gebieten eine Zeit relativer Erdruhe. Zwar sollen die Liasschichten von Bugyikfalva im inneren Gürtel nach Foetterle von Porphyr, die Grestener Schichten bei Wolkendorf und Holbach im Burzenlande nach Herbich von Diabas jurassischen Alters durchbrochen sein; in der Tatra kommen zwei kleine Partien von Diabasmandelstein im Bereiche jurassischer Gesteine vor. Im Krasso-Szörenyer Gebirge existieren Melaphyrtuffe zwischen Lias und Dogger, Porphyrtuffe in der Oberkreide der Pojana Ruska. Alle diese Vorkommnisse sind aber von sehr beschränkter Bedeutung. Man muß in die Triasformation hinabsteigen, um wieder auf Anzeichen einer ausgedehnten vulkanischen Tätigkeit zu stoßen.

Die Ostkarpaten waren in der Triasformation der Schauplatz ungemein mannigfaltiger Effusionen und Tufförderungen. Teils basische, teils saure Gesteine, jene wohl in überwiegender Masse wurden längs des Saumes der Ostkarpaten, ferner im Persanyer Gebirge, besonders aber in

Westsiebenbürgen, im Erzgebirge, im Hegyes- und Drocsagebirge zu Tage gebracht. In der Bukowina, der Marmarosch und in Ostsiebenbürgen kommen namentlich Serpentin und Melaphyr, und bei Pojorîta auch der seltene Albitporphyrit vor, im Persanyer Gebirge unterschied BUDAI[1]) Orthoklasporphyr, Diorit, Diabas, Diabasporphyrit (TSCHERMAKS Gabbro), Olivindiabas, Diallagperidotit und Serpentin. In den Ostkarpaten setzen diese Eruptivgesteine nur selten größere Bergmassen zusammen, wie die Serpentinkuppen von Breaza. Bedeutender ist die Entwicklung im Persanyer Gebirge, besonders aber in Westsiebenbürgen.

Porphyrische Struktur und die Lagerungsverhältnisse sprechen für die effusive Natur der Hauptmasse dieser so mannigfaltigen Eruptivgesteine; ihre Verbindung mit Triasgesteinen, namentlich aber der Fund eines Trachyceras im Tuffe der Ostkarpaten durch F. HERBICH beweisen das mittel- oder obertriadische Alter dieser Eruptionen. In Westsiebenbürgen fehlt freilich die Beziehung zu Triasgesteinen; hier ist durch die Auflagerung der oberjurassischen Kalke nur ein voroberjurassisches Alter erwiesen.

Die Serpentine der Triasablagerungen bei Jekelfalu und vermutlich auch die Serpentine von Dobschau[2]) scheinen als westlichste Vorposten dieser ostkarpatischen Eruptionssphäre anzugehören. Auch die westkarpatische Trias ist, wie schon erwähnt wurde, durch Effusionen von basischen Eruptivmassen, Melaphyren und Porphyriten, ausgezeichnet, deren geologisches Alter noch etwas näher festzustellen ist. Den Hauptsitz dieser wahrscheinlich untermeerisch geförderten, zum Teil sehr mächtigen Decken bilden die Kleinen Karpaten und die Niedere Tatra (s. Fig. 64 und 65).[3]) Sie sind hier dem System der roten Schiefer und Sandsteine untergeordnet, das einerseits Werfener Schiefer, andererseits Quarzite von der Beschaffenheit der „Permquarzite" enthält. STUR neigte zur Annahme permischen Alters hin. STACHE dagegen und F. v. HAUER[4]) stellten die Melaphyre mit besserem Grunde zur Untertrias. Kleinere Aufbrüche von Melaphyr enthält das Muránygebirge bei Telgart, das Inoveczgebirge bei Moravan und das Bellankagebirge zwischen Tribecz und Suchy. Die beiden letzteren Vorkommnisse reiht F. v. HAUER in den bunten Keuper ein.[5])

Mit dieser flüchtigen Betrachtung ist die Reihe der Eruptivgesteine der Karpaten noch nicht erschöpft, denn auch die vorpermischen Bildungen umschließen nebst den eugranitischen Kernen noch eine Folge von sauren und basischen Eruptivmassen. Diese vorpermischen Eruptivgesteine zeigen aber fast durchwegs nicht mehr die normale Beschaffenheit, sondern sind

[1]) Földt. Közl. 1886, S. 259; vergl. TSCHERMAK, Porphyrgesteine. — HERBICH, Széklerland u. s. w.

[2]) S. ROTH in Földt. Közl. 1881, S. 144.

[3]) Vergl. bes. TSCHERMAK, Porphyrgesteine, Stein. Min. Mitt. III, 1881, S. 411.

[4]) Vergl. F. v. HAUER, Geolog. Übersichtskarte, Jahrb. XIX, S. 513, 517.

[5]) Vergl. G. STACHE, Jahrb. XIV, Verh. S. 72, Jahrb. XV, S. 317. — F. v. HAUER, l. c., S. 521.

in Schiefergesteine umgewandelt, deren wir schon bei der Besprechung der vorpermischen Gebirge gedacht haben.

XII. Abschnitt.

Die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpaten.

Die erste Faltungsphase. — Die zweite und dritte Faltungsphase. — Die Entstehung der Kerngebirge und Vergleich mit den Ostkarpaten. — Die dritte und vierte Faltungsphase. — Die Rolle des Vorlandes und die Entstehung der Sandsteinzone.

Am Ende einer langen Wanderung angelangt, wollen wir mit einer kurzen Rückschau über die Entwicklungsgeschichte von unserem Gebirge Abschied nehmen. Unser Blick fällt zunächst auf wohlvertraute Erscheinungen, auf vieles, was von Generationen von Geologen erforscht und in genialen Entwürfen von F. v. Hauer und E. Suess zusammengefaßt wurde. Aber auch auf unerwartete und mit den herrschenden Anschauungen nicht in Einklang stehende Tatsachen sind wir gestoßen und wollen versuchen, uns über deren Bedeutung Rechenschaft zu geben.

Die erste Faltungsphase.

Wir sahen in unserem Gebirge kleinere Gebirgseinheiten auf weitem Plane sich frei entwickeln und konnten daher die Spuren der älteren Faltungsperioden sicherer verfolgen, als das in den Alpen mit ihren enggepreßten Faltenzügen möglich ist. Der Mangel faltigen Zusammenschubs der mesozoischen Decke des inneren Gürtels gab uns die Versicherung, daß die darunter liegenden älteren Felsarten diejenige Struktur bewahrt haben, die ihnen in der Phase zwischen Carbon und Perm aufgeprägt wurde. Wir erkannten im inneren Gürtel ein Stück der variscischen Karpaten mit einer Struktur, die in einem gleichmäßig isoklinalen Südfallen der gesamten carbonischen und vorcarbonischen Felsarten besteht. Wir erkannten ferner, daß die gewaltigen eugranitischen Intrusionen aus der vorpermischen Periode der karpatischen Entwicklungsgeschichte stammen und daß sie wahrscheinlich schon damals Hochregionen bildeten. Wir vermochten endlich die Schieferstruktur und Metamorphose der übrigen basischen und sauren Eruptivgesteine des präpermischen Gebirges ebenfalls als ein Werk vorpermischer Faltung zu erweisen. Zur Aufhellung der älteren Geschichte der vorpermischen Karpaten fehlen uns freilich die Handhaben: nur das Carbon können wir vermöge seiner Fossilführung abscheiden, die Gliederung der älteren, veränderten Sedimente, ihr Verhältnis zum Urgebirge und ihre übrigen geologischen Schicksale harren noch der Erforschung. Wenn wir daher die vorpermische als die erste Faltungsphase der Karpaten bezeichnen, so wollen wir damit nicht sagen,

daß sie wirklich die erste war, sondern nur die erste, die wir sicher zu erfassen vermögen.

Die zweite und dritte Faltungsphase.

Den inneren Gürtel fanden wir umgeben von den inneren und äußeren Kerngebirgen, kleineren in sich geschlossenen Gebirgseinheiten mit je einem präpermischen Kerne und einer hochgradig gefalteten und gehobenen mesozoischen Hülle. Aus dem Verhalten der Oberkreide und des Mitteleocän mußten wir den Schluß ableiten, daß die Faltung der Kerngebirge in einer zweiten und dritten Faltungsphase vor und nach Absatz der Oberkreide von statten ging.

Im inneren Gürtel bewirkten die zweite und dritte Phase nur Bruchbildung, wohl auch eine schildförmige Erhebung des Gebirgsganzen, in der inneren Reihe der Kerngebirge entstehen kuppelförmig symmetrische Erhebungen mit beiderseitigem Abfall der mesozoischen Felsarten; in der äußeren Reihe der Kerngebirge endlich stark emporgefaltete einseitige Erhebungen. Endlich ruft die zweite Faltungsphase am Außenrande noch den niedrigen, aber kontinuierlichen Bogen der Klippenzone hervor (s. Fig. 138). Stufenweise nimmt also die Faltung und Erhebung vom inneren Gürtel zur äußeren Kerngebirgsreihe zu, um von da zur Klippenzone plötzlich abzufallen.

Sämtliche Kerngebirge der äußeren Reihe stimmen, wie wir sahen, in den Grundzügen des geologischen Baues überein, dennoch hat jedes auch seine besondere Eigenart. Stets fallen die mesozoischen Schichten in schiefen Falten oder Schuppen vom Kerne nach außen, das ist nach Nord oder Nordwest ab. Bei keinem Kerngebirge beträgt die Zahl der Hauptfalten oder Schuppen mehr als 4. Wechselflächen trennen die einzelnen Schuppen. Stets bildet die Zentralmasse den Kern der am höchsten emporgewölbten Antikline. Nur in der Umgebung der Zentralkerne gelangt Permquarzit zur Oberfläche und auch die Trias hält sich vornehmlich an die Kerne. Stets nimmt die Intensität der Faltung nach außen ab, so daß sich die äußere Schuppe zu einer Austönungszone verflacht. Auf diese Weise bilden die Zentralkerne im wahrsten Sinne des Wortes die Zentren der Erhebung und Emporfaltung.

Die Innenseite, das ist die Süd- und Ostseite, ist ausnahmslos durch einen Randbruch angezeigt. Hier grenzen die jüngsten Glieder der Schichtenfolge, der Austönungszone des nächstinneren Kerngebirges angehörig, unmittelbar an den Zentralkern an und es beruht hierauf die sogenannte Einseitigkeit der Karpaten, die in Wirklichkeit nur den Kerngebirgen der äußeren Reihe eignet.

Wegen dieser eigenartigen Entwicklung ist es unmöglich, eine Faltungsleitlinie über den Umkreis eines Zentralkernes hinaus zu verfolgen und man muß eine Austönungszone verqueren, um von einem Kerngebirge zum benachbarten zu gelangen. Wenn wir daher von der äußeren Reihe der

Kerngebirge sprachen, so geschah es nicht in dem Sinne, als führte eine ununterbrochene Erhebungslinie von einem Kerngebirge zum folgenden, sondern im Sinne eines Gürtels mit lokalen Regionen gesteigerter Emporfaltung. Die Verteilung dieser Regionen der Kerngebirge ist zum Teil regelmäßig abgestuft: das Zjargebirge liegt weiter nach innen als Suchy und Mala Magura, diese weiter nach innen als der Inoveckern und dieser wiederum weiter nach innen als die Kleinen Karpaten. Nur Fatrakriván und Tatra halten eine Linie ein. Viel weiter als die Faltungslinien lassen sich die inneren Randbrüche verfolgen und diese erweisen sich dadurch als die bedeutungsvollsten „Leitlinien" der inneren Karpaten.

Den tektonischen Zustand, den wir soeben flüchtig überblickten, fand ohne Zweifel schon das nach kurzer Kontinentalperiode wiederkehrende Meer des Mitteleocän vor; der Granit der Zentralkerne war schon entblößt, auf ihm ruht in der Tatra das mitteleocäne Strandconglomerat. In den flachen Kesseln südlich der Klippenzone sahen wir das Alttertiär flach, selbst horizontal liegen und daher wissen wir, daß die jüngeren Pressungen die inneren Zonen der Karpaten nicht im Sinne einer Faltung beeinflußt haben und die Faltung dieser Zonen lediglich ein Werk der vor- und nachobercretacischen Faltungsperiode bildet.

Die Entstehung der Kerngebirge. Vergleich mit den Ostkarpaten.

Wenn wir den schwierigen Versuch unternehmen, über die Entstehung dieser Tektonik eine Vermutung aufzustellen, so drängt sich uns zunächst der Eindruck auf, daß die natürlichen Verhältnisse der Annahme eines einseitigen, von Süden her wirkenden Schubes wenig günstig sind. Wir beziehen uns dabei nicht auf die Tatsache des Abfalles der Schichten der Kerngebirge nach Norden und Nordwesten, denn wir wissen ja, daß tangentieller Druck und selbst sogenannter einseitiger Druck Über-

Fig. 138. Schematischer Durchschnitt der inneren Zonen der West- und Zentralkarpaten.
a präpermisches Gebirge, Urgebirge, metamorphe Schiefer, Carbon und Granitstöcke, b permisch-mesozoische Schichtenreihe, c Alttertiär ungefaltet, c' Alttertiär gefaltet.

neigung der Schichten nach entgegengesetzten Richtungen zur Folge haben kann. Von Süden her „einseitig“ wirkender Schub hätte aber vor allem den inneren Gürtel zusammenpressen, die Faltungszonen zur Berührung bringen und ihnen eine langgezogene Form verleihen müssen. Statt dessen sehen wir den inneren Gürtel eine flache Schildform bilden und finden breite neutrale Austönungszonen zwischen den äußeren und inneren Kerngebirgen und der Klippenzone eingeschaltet und erkennen die faltige Erhebung auf fast rechteckige, ellipsoidale oder rundliche Massen beschränkt, durchaus Erscheinungen, die weder mit von Süden noch von Norden herkommendem einseitigem Schub vereinbar sind.

Der einseitige Druck ist aber auch keine unausweichliche Forderung der Theorie.

Halten wir an der Kontraktionstheorie, die aus allen Überprüfungen bisher immer noch als die am meisten naturgemäße hervorgegangen ist, fest, so steht uns ein allseitiger tangentieller Druck nach Art der Gewölbespannung zur Verfügung. Daß hiedurch der starre innere Gürtel unter Konservierung seiner inneren Struktur flach schildförmig gehoben und von Brüchen durchschnitten werden konnte, dürfte annehmbar erscheinen.

Größere Schwierigkeiten bereiten die Kerngebirge. Aus ihrem geologischen Baue ist herauszulesen, daß er zu stande kommen konnte, wenn sich die Zentralkerne in vollem Umfange und ebenfalls unter teilweiser Erhaltung ihrer Struktur erhoben und gleichzeitig die mesozoische Decke von Norden und Westen gegen die Zentralkerne sich bewegte. Die Region der Kerngebirge war, als die zweite Faltungsphase einsetzte, durch eine bemerkenswerte Differenzierung ausgezeichnet. Die hochtatrischen Partien der Zentralkerne waren stärker gehoben und wegen des Mangels der Trias und vielleicht auch der Unterkreide weniger belastet als die subtatrischen Regionen.

An den Zentralkernen mußte daher die durch den tangentiellen Druck bewirkte Emporpressung zunächst einsetzen, da sie hier geringerem Widerstand begegnete. Die Zentralkerne hoben sich als Ganzes empor und bewirkten dadurch Streckung und Zug in der darüber gespannten hochtatrischen Decke. Hierauf vielleicht ist die stellenweise nicht unbeträchtliche Metamorphose der hochtatrischen Gesteine zum Teil zurückzuführen. Die Emporpressung der Zentralkerne in breiter Masse mußte schließlich zu einer Zerreißung der mesozoischen Decke führen.

Entstand der Riß längs des Scheitels des Zentralkernes, so ergab sich der symmetrische Bau der inneren Kerngebirge, innere Lage des Risses führte dagegen zum Bauplane der äußeren Kerngebirge. Der auf die mesozoische Decke ausgeübte Zug mußte sich auch über den unmittelbaren Umkreis der sich hebenden Zentralkerne hinaus geltend machen und bewirken, daß sich namentlich die Risse an der Innenseite der Zentralkerne weit hinaus fortsetzten und den Charakter einer besonderen Art von Leitlinien erhielten.

Vom Scheitel der als Hauptantikline frei und hoch emporsteigenden Zentralkerne wurde die mesozoische Decke abgedrängt und durch die Schwere zur Tiefe gezogen. Dadurch entstand die erste Synkline, durch die Fortpflanzung dieser Bewegung konnte eine zweite, selbst eine dritte und vierte Welle mit rasch abnehmender Intensität, namentlich in dem Falle hervorgerufen werden, wenn die Anlage dieser Wellen durch zugleich mit der Hauptruptur gebildete kleinere Parallelrisse begünstigt wurde, an denen ebenfalls kleinere Urgebirgs- und Granitmassen als Kerne der zweiten und dritten Antikline emporstiegen. Die vom Rücken des Zentralkernes abgestauten mesozoischen Felsarten fanden in der Tiefe durch das Aufsteigen des Urgebirgskernes der zweiten Antikline Raum, gleichzeitig aber mußten sie durch den von ihnen schief nach außen ausgehenden Druck das vertikale Aufsteigen der zweiten Antikline in eine gegen den Zentralkern gerichtete Bewegung umwandeln. Diese Einwirkung mußte naturgemäß rasch ihren Ausgleich finden, und so konnten in keinem Kerngebirge mehr als vier Hauptschuppen oder schiefe Falten entstehen.

Verschiedenartige Intensität und Länge der Parallelrisse an der Außenseite der äußeren Kerngebirge vermochte manche Unterschiede im Baue der verschiedenen Kerngebirge zu erklären. War z. B. ein Parallelriß nahe am Hauptriß angelegt, so konnte das aus beiden hervortretende Grundgebirge zu einer gemeinsamen Kernmasse sich vereinigen, wie das im Kleinkrivángebirge der Fall zu sein scheint. Entstanden an beiden Seiten eines Scheitelrisses kleinere Parallelrisse, so ergab sich ein Bauplan, wie wir ihn am Tribecz wahrnehmen. Durch die ursprüngliche Bloßlegung der Zentralkerne wird es verständlich, wie jene merkwürdigen Anpressungen der jüngsten Glieder der Schichtfolge über die älteren hinweg an den Zentralkern erfolgen konnten, die wir an der Nordwestecke der Tatra und an der Strecsnó- und Šiplinie im Fatrakriván beobachteten. Auch die unmittelbare Auflagerung des Eocänconglomerates auf dem Granit der Tatra wird unter dieser Voraussetzung leichter begreiflich, als wenn die Freilegung des Granitkernes ausschließlich der Denudation der mesozoischen Decke in der Zeitspanne des tiefsten Eocän zugeschrieben wird.

Die hypothetische Vorstellungsreihe, die wir hier über die Entstehung der Kerngebirge entwickelten, kommt, wie wir sehen, einer Anzahl von Eigentümlichkeiten des tektonischen Baues entgegen. Dennoch wollen wir ihre Bedeutung durchaus nicht überschätzen, denn wir verhehlen uns nicht, daß auch sie gewiß nicht alle Schwierigkeiten beseitigt. Jedenfalls zeigt aber unser Beispiel, daß allgemein gehaltene Prinzipien und Annahmen nicht ausreichen, um die Komplikationen des Gebirgsbaues zu erklären und daß die besondere Eigenart jedes einzelnen Gebirges im Auge behalten werden muß, wenn man zu einer tieferen Einsicht gelangen will.

Gerade dieser Gesichtspunkt nötigt uns, auch noch das alte Gebirge der Ostkarpaten zu streifen, denn wir mußten ja wiederholt auf die Ab-

weichungen dieses Gebirges vom westkarpatischen Bauplane hinweisen. Das alte Gebirge der Ostkarpaten erscheint im allgemeinen als ein Gebiet geringer Faltungsintensität bei großer Gesamterhebung (s. Fig. 139). Von einer Abstufung der Faltung wie im Westen könnte hier nur mit Hinblick auf die besondere Erhebung Westsiebenbürgens und den Binnenkessel die Rede sein, im übrigen herrschen von der Marmarosch bis in die Wallachei wesentlich gleichartige Verhältnisse. Es fehlen die kleinen Gebirgseinheiten der Kerngebirge, es fehlt eine Faltungsvorstufe, da sich das alte Gebirge unmittelbar in der Leitlinie der Klippenzone erhebt. Brüche an der Innenseite und der, in der tiefen Versenkung der großen Randmulde und in den Lagerungsverhältnissen der Neocomzone sich aussprechende Abfall nach außen halten einzig eine gewisse Analogie mit den Westkarpaten aufrecht. Mit dem Abfall des Grundgebirges nach außen steht vermutlich die Tatsache in Verbindung, daß die Faltung nahe dem Außenrande die stärksten Spuren zurückgelassen hat. Wir können uns vorstellen, daß die

WSW — ONO

Vulkan-zone — Innere Hüllzone — Kristallinisches (präpermisches) Gebirgs Rückgrat — Grosse Randmulde — Äussere Hüllzone

Fig. 139. Schematischer Durchschnitt des alten Gebirges der Ostkarpaten und seiner Hülle. *a* metamorphe Schiefer, *b* permisch-mesozoische Bildungen, *c* neocomer kalkiger Karpatensandstein am Außenrande, *d* Oberkreide, *e* Alttertiär, *v* vulkanische Aufschüttung

abfallende Randregion der Einwirkung des tangentiellen Druckes stärker ausgesetzt war als die inneren Partien des Grundgebirges.

Schwieriger ist die Frage nach dem Mangel des Kerngebirgsbaues zu beantworten. Geringe, durch Denudationen wiederholt ermäßigte Mächtigkeit der mesozoischen Decke und große Mächtigkeit der oberretacischen Schutthülle können die großen Verschiedenheiten des geologischen Baues kaum genügend rechtfertigen. Vielleicht ist daher die Ursache nicht allein in der Art der Auflagerung, sondern auch in der Beschaffenheit des Grundgebirges zu suchen.

Hier kann die Tatsache nicht unbeachtet bleiben, daß im Osten jene mächtigen Granitstöcke fehlen, die gerade in den Kerngebirgen des Westens unverkennbar eine so große Rolle spielen. Sollte der Belastungsunterschied der hoch- und subtatrischen Regionen nicht ausreichend erscheinen, um das Ansteigen der Granitkerne während der 2. und 3. Faltungsphase zu erklären, so wäre wohl die Vermutung zulässig, daß neben diesem Belastungsunterschied auch mit der Natur der Granitkerne in Beziehung stehende hypabyssische Ursachen mitgewirkt haben, vielleicht ähnliche oder dieselben Ursachen, die die granitischen Kerne schon nach Ablauf der ersten Faltungsphase als Hochregionen hervortreten ließen.

Leider sind wir heute noch nicht im stande, uns über die ehemaligen und jetzigen hypabyssischen Zustände der Granitkerne begründete Vorstellungen zu machen, und daher wollen wir die weitere Verfolgung dieses Fadens hier aufgeben, die uns vom Boden der Tatsachen zu weit auf das Gebiet der Hypothese abdrängen müßte. Nur das eine möchten wir doch betonen, daß es nicht hypothetische Erwägungen, sondern tatsächliche Beobachtungen sind, die auf die eigentümliche, unbekannte Rolle der Granitkerne hinweisen.

Die vierte und fünfte Faltungsphase.

Im Bereiche der Sandsteinzone bewirkten die 2. und 3. Faltungsphase die Erhebung des nördlichen tithonischen und untercretacischen Klippen- und Inselbogens.

Die Hauptfaltung der Sandsteinzone erfolgte in der vierten Phase am Schlusse der Oligocänzeit. In dieser Periode erheben sich die Sandsteinkarpaten in zahlreichen parallelen und mehr oder minder intensiv gefalteten Schuppen endgültig aus dem Schoße der Geosynklinale und erhalten entsprechend der Neigung ihres Untergrundes eine südliche Neigung im Gegensatze zu den nördlich einfallenden Schichten der inneren Zonen. Erst an der Klippenzone und am alten Gebirge der Ostkarpaten nehmen sie wenigstens teilweise nördliche Neigungen an, und so erweist sich die Sandsteinzone im ganzen genommen doch als eine große Mulde, ein wahres Synklinorium.

Das paläogene Meer war, wie wir gesehen haben, nicht auf die Sandsteinzone beschränkt, sondern drang entlang den niedrigen Austönungszonen tief in das Herz des Gebirges ein. Diese Gebiete nun enthüllten uns eine der merkwürdigsten und geotektonisch wichtigsten Tatsachen karpatischen Baues: flach, selbst horizontal, nur da und dort von kleineren Brüchen durchsetzt, fanden wir das Alttertiär in der Tiefe der inneren karpatischen Kessel, wie wenn der starre, bereits gefaltete Untergrund das Alttertiär im Bereiche der inneren Zonen vor der Faltung bewahrt hätte.

Die Faltungen der Geosynklinale brachen sich am Walle der Klippenzone, fanden aber in den inneren Zonen gewissermaßen eine Ergänzung in Brüchen. Belastet mit alttertiären terrigenen Sedimenten, senkten sich die Austönungszonen, und zwar am Außenrande der Kerngebirge vorwiegend mit breiter Fläche, am Innenrande an scharfen Brüchen, die größtenteils den wiederauflebenden alten Randbrüchen folgten. Die Intensität dieser Bewegungen war ungleich: an einzelnen Stellen blieben Partien der mesozoischen Austönungszonen an der Innenseite der Kerngebirge erhalten, an anderen wurden sie tief versenkt.

An vielen dieser Bruchlinien kommen jetzt in schöner Gesetzmäßigkeit Thermen und Mineralquellen zu Tage. An anderen, besonders am Südrande

des Gebirges, brachen in miocäner Zeit mächtige Eruptivmassen durch, nicht als Ergänzung der Faltung, wie früher vielfach angenommen wurde, sondern im Gefolge der großen Senkungen. Nicht nur die Kalkketten, selbst die Sandsteinzone war schon gefaltet als die Hauptausbrüche sich ereigneten.

Während der vierten Faltungsphase senkt sich am Außenrande der gefalteten Sandsteinzone neuerdings eine Geosynklinale ein, die subkarpatische vereinigt sich mit der subpodolischen Senke und das Karpatenmeer erfährt eine abermalige Verschiebung nach außen. Das miocäne Meer ist zuerst flach, in Uferlagunen setzen sich Steinsalzlager ab. Wieder war die Senkung im Osten regelmäßiger, tiefer und breiter, sie ergriff hier nicht nur den ehemaligen „Randwall", sondern wohl auch Randteile der Podolischen Platte und drang andererseits auch in die Sandsteinzone ein. An der sudetischen Grenze zeigt sie sich bei Krakau und Weißkirchen nur als eine schmale, seichte Furche.

Der lagunären Periode des Salzabsatzes folgte, wie wir gesehen haben, eine positive Phase: das ansteigende Meer der zweiten Mediterranstufe greift in zahlreichen Buchten in die gefaltete Sandsteinzone ein und legt hier wie am Karpatenrande fossilreiche, auch kohlenführende Absätze nieder. Und nun wiederholten sich mit merkwürdiger Gesetzmäßigkeit die geophysischen Vorgänge der vierten Faltungsphase: auch in der fünften, miocänen Faltungsphase erliegen nur die Salzablagerungen am Fuße der Sandsteinberge in der Tiefe der Geosynklinale der Faltung, die transgredierenden Absätze im Innern der Sandsteinzone bewahren flache oder horizontale Lagerung. Selbst innerhalb der Geosynklinale finden wir nur den unmittelbar an den Karpatensandstein angrenzenden Teil intensiv, und zwar in demselben Sinne wie die Sandsteinzone, gefaltet, weiter nach außen tritt rasch eine Verminderung und schließlich ein völliges Versiegen der Bewegung ein.

Von den transgredierenden Miocänlappen Westgaliziens wurden nur die nahe dem Karpatenrande befindlichen von der Faltung leicht betroffen, weiter nach innen verschwinden die Spuren der miocänen Bewegungen. Der jungmiocänen Faltungsphase, der man vordem die Hauptauftürmung der gesamten Karpaten zuschrieb, bleibt demnach lediglich der Karpatennordrand als eigentliche Domäne vorbehalten.

Im Hauptstocke der Sandsteinzone erlischt die Faltung in der zweiten Mediterranstufe des Miocän. Die Senkungsvorgänge dagegen nehmen am Innenrande ihren Fortgang und in Verbindung damit die vulkanischen Ausbrüche, die im allgemeinen die Faltung überlebten. Nur ein Gebiet nimmt hier eine Ausnahmestellung ein: die äußerste Südostecke der Karpaten wird noch in pontischer, ja selbst in levantischer Zeit am Außenrande von Faltungen, am Innenrande von vulkanischen Ausbrüchen betroffen.

Die Rolle des Vorlandes und die Entstehung der Sandsteinzone.

Keine andere Erscheinung erweckt im Bereiche der Sandsteinzone einen so befremdenden Eindruck als der Mangel von Pressungen des Miocän gerade an denjenigen Stellen, wo man sie nach den herrschenden Anschauungen am ehesten erwarten sollte, d. i. an den Stellen stärkster Annäherung karpatischer und außerkarpatischer Felsarten. Bei Weißkirchen, bei Swoszowice liegt das subkarpatische Miocän fast flach auf sudetischem Gestein und selbst der Flysch zeigt bei Weißkirchen keine namhafte Anpressung an den Sudetenrand.

Dagegen treten erstaunlicherweise immer kräftigere Faltungen hervor, je weiter das Vorland vom Karpatenrande entfernt ist. In Wieliczka sind die Störungen der Salzformation stärker als in Swoszowice, in Bochnia stärker als in Wieliczka und im allgemeinen am stärksten in den Ostkarpaten, wie wenn das ältere Vorland keine stauende, sondern eher eine neutralisierende Wirkung auf die karpatischen Faltungen ausgeübt hätte. Die Salzformation empfängt ihre intensivsten Faltungen in denjenigen Partien, wo die Geosynklinale breit und tief entwickelt war, wo sie dagegen eine seichte Furche bildete, erscheint die Faltung fast aufgehoben.

Die Ablagerungen des Karpatennordrandes zeigen namentlich im Westen die Merkmale der ehemaligen Uferbildung; wir fanden hier Anzeichen eines Absatzes karpatischer Schichten auf sudetischem Untergrund, aber keine Merkmale einer stärkeren Überschiebung über die sudetische Scholle. Wären die Karpatensandsteine ursprünglich in einem viel weiter nach innen gelegenen Raume gebildet worden, so hätte ein nach außen, d. i. nach Nordwesten, Norden, Nordosten und Osten gerichteter Schub den Karpatensandstein auf einen weiteren Raum als vordem verteilen müssen. Aber auch die gesamten inneren Zonen hätten samt ihrer Unterlage gleichsam abgehoben und unter Einhaltung des Abstandes der einzelnen Teile und unter Schonung der schwebenden Lagerung der paläogenen Kesselfüllungen und der triadischen Decken des inneren Gürtels gleichmäßig vorgerückt werden müssen. Für alle diese Vorgänge bieten aber die geologischen Beobachtungen im Gebirge keine Anhaltspunkte.

Nur eine Tatsache scheint für die Annahme eines von Süden kommenden Schubes zu zeugen: die Bogenform der Sandsteinzone. Auch diese ist übrigens am Außenrande weniger einheitlich als angenommen wird, denn der Außenrand verläuft im Osten linear, im Westen abgestuft und es ist nicht unwahrscheinlich, daß dies mit der verschiedenen Beschaffenheit des Vorlandes und der Geosynklinale zusammenhängt. Was aber die Bogenform der Sandsteinzone im allgemeinen betrifft, so ist sie wohl nur eine Wiederholung der Bogenform der inneren Zonen. Führt man übrigens die Bogenform der Zentralkarpaten auf Südschub zurück, so muß man folgerichtig für die Ostkarpaten Ost-, für die Südkarpaten Nordschub, für die Drehungs-

region an der Donau gar Westschub zulassen, Annahmen, die mit einem allgemein wirkenden einseitigen Südschube nicht im Einklang stehen.

Die Annahme des Südschubes, die wir schon für die zweite und dritte Faltungsphase nicht verwerten konnten, scheint demnach auch für die Erklärung der Erscheinungen der vierten und fünften Faltungsphase keine Vorteile zu bieten.

Unsere Erfahrungen berechtigen uns sowohl das alte Vorland wie das gefaltete Hinterland der Sandsteinzone als relativ starr, die Geosynklinale der Sandsteinzone als relativ plastisch und kompressibel anzusehen.[1]) In einem derartig beschaffenen Krustenteile wird allseitiger tangentieller Druck eine gewisse Annäherung des Vor- und Hinterlandes und eine Zusammenschiebung der Geosynklinale bewirken; Bedingungen, die zur Erklärung der Tektonik der Sandsteinzone im wesentlichen ausreichen. Die Schichten des Karpatensandsteins wurden bei der Zusammenschiebung durch Brüche in zahlreiche Schuppen zerlegt, die Schuppen zum Teil gefaltet und an den Bruchflächen übereinander geschoben.

Bei diesem Vorgange blieb die ursprünglich südliche Neigung der Schichten am Außenrande erhalten, zum Teil auch die nördliche Neigung am Rande der Klippenzone und des alten ostkarpatischen Gebirges. Wo aber die nördliche Neigung des Innenflügels des großen Synklinoriums der Sandsteinzone nicht bewahrt blieb, genügt die Annahme einer etwas ungleichmäßigen Annäherung von Vor- und Hinterland, einer kleinen Unterschiebung der Vor- oder Überschiebung des Hinterlandes zur Erklärung der Abweichungen. In ähnlicher Weise mögen sich unter denselben Voraussetzungen die viel schwächeren Bewegungen der fünften Faltungsphase vollzogen haben. Auch die Erscheinungen der vierten und fünften Faltungsphase scheinen daher dem allseitig tangentiellen Drucke vor dem einseitigen Südschube den Vorzug zu geben.

Mit seltener Klarheit verwirklicht sich in den Karpaten nicht nur wiederholte und unterbrochene Gebirgsfaltung, sondern auch ein unverkennbares zonares Wandern des Ablagerungs- und Faltungssitzes. An das präpermische Gebirge lehnen sich die permisch-mesozoischen Ablagerungen, an diese der Ring der Karpatensandsteine, an diese als letzter Ansatz das subkarpatische Miocänband. Sowie diese Bildungen der Zeit und dem Orte nach aufeinander folgen, so macht auch jede ihre eigene Hauptfaltung mit, die sich im wesentlichen auf die jeweilige Geosynklinale beschränkt, ohne in das Vor- und Hinterland einzudringen.

Durch diese Betrachtungsweise wird nicht der Wert, wohl aber der Inhalt der Begriffe „Vor- und Hinterland" ein wenig modifiziert. Das Vorland der Karpaten wird nach E. Suess von den heranrückenden Wellen der Sandsteinzone „überwältigt". Wenn wir auch für eine weitgehende

[1] Vergl. E. Haug, Les Géosynclinaux et les aires continentales etc. Bull. Soc. géolog. France, 3. sér., t. 28, 1900.

Überschiebung keine Anhaltspunkte fanden, so verliert doch auch nach unserer Auffassung das Vorland Terrain an das Faltungsgebiet, nur nicht an bereits fertige jüngere Ablagerungen, sondern schon früher behufs Herstellung eines Bildungsraumes für sie. Unsere Auffassung schließt die Überschiebung des Vorlandes nicht nur nicht aus, sie hat sogar eine gewisse Unterschiebung der Ablagerungen der Geosynklinale oder, was im Effekt dasselbe ist, eine Überschiebung des Vorlandes zur Voraussetzung. In unserem Gebirge aber hat diese Überschiebung und Überkippung eine anscheinend nur geringe Bedeutung. Wir können daher behaupten, daß das karpatische Vorland vornehmlich durch Senkungen bedroht war, die vielleicht mit der allmählichen Erhebung des sich auffaltenden „Hinterlandes" in isostatischem Zusammenhang standen.

Sind wir nun auch in der Lage, manche Züge im Baue unseres Gebirges miteinander in Einklang zu bringen und zu erklären, lernen wir auch in den Karpaten gewisse Erscheinungen besser würdigen als in anderen mächtigeren Kettengebirgen, verdunkelt doch ein Heer von offenen Fragen und eine lange Kette von Vermutungen das spärliche, mühsam errungene Licht.

So müssen wir uns wohl oder übel mit dem Gedanken abfinden, daß es der Wissenschaft heute noch nicht bestimmt scheint, die unendlich verwickelten und mannigfaltigen Vorgänge der Gebirgsbildung völlig zu entschleiern. Die Tektoniker werden noch für lange Zeit ihre Befriedigung vor allem in der klaren Feststellung der Tatsachen suchen müssen. Schätzen wir uns glücklich, wenn uns die Übereinstimmung neuer Erkenntnisse mit dem Grundstocke des bisherigen Wissens die beruhigende Versicherung gewährt, nicht allzuweit von dem Pfade abgeirrt zu sein, der spätere Generationen dem fernen Ziele näher bringen soll.

Aufschlüsse im Schindergraben bei Eggenburg.

Nach einer Photographie von G. Hiesberger (mitgeteilt durch S. Krahuletz).

BAU UND BILD

DER

EBENEN ÖSTERREICHS

VON

RUDOLF HOERNES.

MIT 1 TITELBILD UND 27 TEXTABBILDUNGEN.

Einleitung.

Mannigfach gestaltet sind die drei geologischen Elemente, welche als höher aufragende Gebirge gewissermaßen das Gerippe des Baues jener Länder darstellen, welche das Gebiet der österreichisch-ungarischen Monarchie bilden. Alpen, Karpaten und Böhmische Masse, verschieden in ihrer Oberflächengestaltung und in ihrer geologischen Geschichte, lassen größere, von Ebenen eingenommene Räume frei, die in ihrer Ausdehnung und ihrer Bildung von jenen Gebirgsländern bedingt erscheinen. Diese Ebenen aber, vor allem die große pannonische Niederung, dann die kleine ungarische Ebene und die mit einer nicht ganz richtigen Anwendung des Wortes als „Wiener Becken" bezeichnete Niederung und der Flachlandstreifen zwischen Böhmischem Massiv und Alpen, der sich einerseits mit der inneralpinen Niederung von Wien, andererseits mit dem galizischen Flachland im Norden der Karpaten in Verbindung setzt, wurden für die geschichtliche Entwicklung des Gesamtgebietes ungleich wichtiger als die Gebirgsländer, welchen gegenüber sie als begünstigtere Gebiete für Ackerbau und Siedlungen den Vorrang behaupten. Ihre Bildung und ihr geologischer Bau soll Gegenstand der nachfolgenden Erörterungen sein.

Wenn wir die Beschaffenheit dieser Flachländer näher kennen lernen wollen, müssen wir uns selbstverständlich zunächst eingehend mit den einzelnen geologischen Gliedern beschäftigen, welche uns als allmählich abgelagerte Ausfüllungsmassen der tiefen Senkungen entgegentreten und auch in die Buchten und niederen Teile der drei Gebirgsregionen eingreifen — teilweise auch, trotz ihres geringen geologischen Alters, aufgerichtet und gefaltet an dem Aufbau von Gebirgsketten teilnehmen. Es sind den jüngsten Epochen der Erdgeschichte, der Tertiär- und Diluvialperiode angehörige sowie noch jüngere Ablagerungen, welche uns zu beschäftigen haben. Wir werden sie nach der Reihenfolge ihres Alters betrachten und dabei auch die Verhältnisse kennen lernen, welche in den jüngsten Phasen der geologischen Geschichte die oben aufgezählten Niederungen beherrschten.

Der Ausgangspunkt dieser historisch-geologischen Betrachtung mag jene in der Literatur freilich in nicht genügender Schärfe festgelegte Grenze zwischen Paläogen und Neogen sein — eine Grenze, die, seitdem eine selbständige Etage als Oligocän zwischen Eocän und Miocän eingeschoben wurde, mehr nach subjektivem Gefühle als nach Beachtung der Tatsachen bald etwas höher, bald etwas tiefer gezogen wurde. Die zuerst von Lyell und Deshayes aufgestellten großen Unterabteilungen der Tertiärformation: Eocän, Miocän und Pliocän gründen sich bekanntlich auf den Prozentgehalt der betreffenden Ablagerungen an heute noch lebenden Schaltieren. Von ganz anderen Gesichtspunkten wurde Beyrich bei Aufstellung seines Oligocän geleitet, das zunächst für die Gliederung der norddeutschen Tertiärablage-

rungen geschaffen, in anderen Gebieten, in Frankreich, in Italien in sehr verschiedener Weise gedeutet und nach unten und oben in keineswegs übereinstimmender Weise abgegrenzt wurde. Es kann sich hier nicht darum handeln, die Frage der oberen Abgrenzung des Oligocän, welche im wesentlichen die Zuteilung der aquitanischen Stufe zur älteren oder jüngeren Gruppe bedeutet, eingehend zu erörtern und die Aussicht zu einer sicheren Chronologie der mitteltertiären Ablagerungen Europas durch Beleuchtung dieser Frage von einem neuen Standpunkte zu gelangen, kann hier nur andeutungsweise Erwähnung finden.

Es ist in hohem Grade wahrscheinlich, daß in den europäischen Tertiärbildungen sich die Spuren eustatischer Bewegungen des Meeres nachweisen lassen, welche als erste Anhaltspunkte für die Gliederung und Parallelisierung der verschiedenen Ablagerungen verwendet werden sollten. Charles Mayer-Eymar hat bekanntlich in den gesamten marinen Tertiärbildungen Europas die Spuren abwechselnder Nieder- und Hochwasserstände erkennen wollen. Er glaubte sogar, hierin mit Zugrundelegung der Adhemar-Croll-Schmickschen Hypothesen von der Umsetzung der Meere entsprechend den Perihelumläufen ein absolutes Zeitmaß für die von ihm unterschiedenen Unterabteilungen der Tertiärformation gefunden zu haben.[1]) Auf seine abenteuerlichen Spekulationen einzugehen, fehlt für uns um so mehr jede Veranlassung, als Mayer-Eymar gerade mit den tertiären Ablagerungen Österreichs in seinen tabellarischen Zusammenstellungen übel umsprang und zeitlich zusammengehörige Bildungen, von denen unten die Rede sein wird, wie den Badener Tegel und den Leithakalk, zwei verschiedenen Hauptetagen (Tortonien und Helvetien) zuwies.

Es scheinen aber in der Tat dem wiederholten Wechsel im Charakter der europäischen Tertiärgebilde Ursachen zu Grunde zu liegen, welche in Schwankungen im Stande des Meeres, in eustatischen Bewegungen im Sinne von E. Suess gesucht werden müssen. Den Rückzug des Meeres am Ende der sarmatischen Stufe, die „vorpontische Erosion“, hat E. Suess selbst als zusammenhängend mit einer solchen Bewegung im negativen Sinne gekennzeichnet;[2]) es mag hier gestattet sein, auf zwei entgegengesetzte positive, große eustatische Bewegungen hinzuweisen, von welchen eine an der Grenze zwischen Paläogen und Neogen, die andere mitten im Miocän auf weite Strecken in den europäischen Tertiärbildungen in unverkennbaren Spuren sich bemerkbar macht. In beiden Fällen handelt es sich um ein ausgedehntes Vordringen des Meeres in Räume, welche vordem von lakustren Bildungen eingenommen wurden und demgemäß Kohlenablagerungen aufweisen. Die transgredierenden Meeresbildungen tragen vielfach den Charakter von Brackwasserablagerungen und sind in beiden Fällen durch ungemein

[1]) Charles Mayer-Eymar. Classification des terrains tertiaires conforme à l'équivalence des périhélies et des étages, 1884.

[2]) Eduard Suess, Antlitz der Erde, I, S. 425, II, S. 384; vergl. auch R. Hoernes: Die vorpontische Erosion, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. CIX, 1900.

häufiges Vorkommen von Brackwassercerithien gekennzeichnet, die älteren durch *Potamides margaritaceus Brong.* und *Granulolabium plicatum Brug.* — die jüngeren durch *Clava bidentata (Defr.) Grat.* und *Tympanotomus Duboisi M. Hoern.* Die überaus weite Verbreitung dieser beiden, im allgemeinen Auftreten ungemein ähnlichen Spuren eustatischer positiver Bewegung sollten meines Erachtens als erste Anhaltspunkte für die chronologische Gliederung der mittleren Tertiärbildungen Europas dienen, wenn sich auch in beiden Fällen die genannten Leitfossilien noch in etwas höheren Bänken wiederholen. Es mußte ja der Natur der Sache nach das Eingreifen des Meeres nicht als eine plötzliche, allenthalben in gleichem Momente eintretende Erscheinung, sondern je nach der Höhenlage der allmählich überfluteten Landesteile als ein geraume Zeit in Anspruch nehmender Vorgang sich geltend machen.

Die erste dieser großen eustatischen positiven Bewegungen fällt zusammen mit der Grenze zwischen den alttertiären und jungtertiären Bildungen Europas. Die untere Grenze des „Neogen" im Sinne von M. Hoernes, welche am besten hier gezogen wird, deckt sich mit dem Beginne der „ersten Mediterranstufe" Suess'. Das Ende dieser ersten Mediterranstufe, des „Burdigalien", wie es Depéret genannt hat, bezeichnet eine Phase ungemein großer Ausdehnung von in lithologischer wie faunistischer Beziehung gleichförmigen Ablagerungen, welche von Südfrankreich bis weithin ins Innere von Asien verfolgt werden können. Es ist die Phase des „Schlier", welche, wie Suess gezeigt hat,[1] zugleich das Bild eines großen ersterbenden Meeres darstellt, gekennzeichnet durch überaus verbreitete Salz- und Gipslager. Jene Salzablagerungen, welche in so großer Ausdehnung das Karpatengebirge begleiten und die Spuren der Dissociationsprodukte des Meeres, welche in den Jodquellen von Hall in Oberösterreich auftreten, gehören eben demselben Niveau an, in welchem nach Depéret und Fourtau der gipsführende Ton des Gebel Geneffé bei Suez zwischen den Ablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe liegt und auch die Gips- und Salzablagerungen im fernsten Osten der einstigen Tethys, am Rang-kul im Pamir und am Bor-agyl oder Gips-Pass am obersten Oxus gehören derselben Bildungszeit an.

Vorgreifend späteren Erörterungen möchte ich schon an dieser Stelle auf das Auftreten des Schlier in der inneralpinen Niederung von Wien, zu Walbersdorf (Borbolya) im Ödenburger Komitat und zu Neudorf (Ujfalu) an der March hinweisen, um zu zeigen, daß die Grenze zwischen erster und zweiter Mediterranstufe nicht zusammenfällt mit dem Eintritt des Meeres in den durch Einbruch des Kettengebirges neu eröffneten Raum, sondern daß dieses Ereignis, welches zwar, wie wir sehen werden, für die lokalen Verhältnisse des hier in Rede stehenden Gebietes von weittragendster Bedeutung war, für die Entwicklung und Geschichte der gesamten jüngeren

[1] Antlitz der Erde, II, 406.

Tertiärgebilde aber doch nur eine nebensächliche Erscheinung darstellt, schon etwas früher eingetreten ist. Nicht die lokalen tektonischen Vorgänge derartiger Einbrüche in den Kettengebirgen, so auffallend auch die durch sie herbeigeführten Umgestaltungen sein mögen, sind für die großen Veränderungen der Meere in ihrer Ausdehnung und in ihren faunistischen Eigentümlichkeiten entscheidend, sondern vielmehr jene eustatischen Bewegungen, welche sich in ungleich größeren Gebieten verfolgen lassen und viel umfassendere, einheitlichere Folgeerscheinungen verursachen.

Eine solche positive eustatische Bewegung bezeichnet den Beginn der zweiten Mediterranstufe Suess', des „Vindobonien", wie Depéret diese Stufe treffend nannte, da sie in der Umgebung Wiens die größte Mannigfaltigkeit der Faziesgebilde und den größten Reichtum an bezeichnenden Versteinerungen aufweist. Das Eingreifen des Meeres in die weite Bucht der Touraine, die Transgression gleichzeitiger Ablagerungen über den südlichen Teil der russischen Ebene und die Spuren einer weitreichenden Überflutung des nordöstlichen Afrika lassen diese eustatische positive Bewegung ebenso erkennen wie zahlreiche Erscheinungen im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie. In der inneralpinen Niederung von Wien und in der Grazer Bucht lagern die Bildungen der unteren Abteilung der zweiten Mediterranstufe, die „Grunder Schichten" vielfach über den lignitführenden Süßwasserablagerungen des Horizontes von Pitten-Eibiswald-Wies; sie greifen tief ein in die Täler der Alpen und erscheinen in Kärnten im Lavanttale wie in Südtirol an der Südseite der Cima d'Asta; — aber auch weit in das Gebiet der Böhmischen Masse reicht eine Bucht von Mähren her, die sich bis Wildenschwert und Böhmisch-Trübau hinzieht.

Das Ende der zweiten Mediterranstufe entspricht dem Beginne einer negativen eustatischen Bewegung, welche ihr Maximum zwischen der sarmatischen und pontischen Zeit erlangt haben mag. Im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie treten seit dieser Phase lediglich Binnenablagerungen auf, die dritte positive eustatische Bewegung der Neogenperiode, welche der dritten Mediterranstufe Suess', dem Pliocänmeere, entspricht, greift nicht in jenes Gebiet herein, dessen Schilderung unsere Aufgabe ist.

In den folgenden Betrachtungen sollen nun zunächst die geologischen Glieder, welche an dem Aufbau der österreichischen Niederungen beteiligt sind, der Reihe nach besprochen werden. Wir werden als solche Glieder zu erörtern haben: 1. Die kohlenführenden Bildungen der aquitanischen Stufe, 2. die erste Mediterranstufe Suess' oder das Burdigalien Depérets, 3. die zweite Mediterranstufe Suess' oder das Vindobonien Depérets, 4. die sarmatische Stufe oder die Cerithienschichten, 5. die pontische Stufe oder die Congerienschichten, 6. die thracischen Bildungen (Belvedere-Schotter) als fluviatile Äquivalente der pontischen Binnenseebildungen, 7. die levantinische Stufe oder die Paludinenschichten, 8. die Bildungen der Diluvialepoche, 9. die jüngeren Anschwemmungen. — Wir werden in diesen Abschnitten nicht bloß die aufeinanderfolgenden verschiedenen Ablagerungen

und die Versteinerungen, welche dieselben charakterisieren und uns ein Bild der damals herrschenden Fauna und Flora darbieten, kennen lernen, sondern auch ihr Auftreten in den einzelnen, oben aufgezählten Gebieten der Niederungen, wobei freilich eine Beschränkung der Erörterung insoweit geboten erscheint, als in erster Linie nur die Verhältnisse, unter welchen diese Ablagerungen in Cisleithanien oder „in den im Reichsrate vertretenen Ländern", wie der offizielle Ausdruck lautet, auftreten, zu beleuchten sein werden, während Transleithanien, die Länder der Stephanskrone, nur insoweit in Betracht gezogen werden soll, als dies für die vergleichende Schilderung nötig erscheint. Erst nachdem wir auf diese Weise die einzelnen geologischen Glieder kennen gelernt haben, welche an der Zusammensetzung unserer Niederungen beteiligt sind, soll der Versuch unternommen werden, eine zusammenfassende Darstellung einzelner, besonders wichtiger Gebiete zu geben. Der Lauf der Donau, der Boden von Wien und die Bucht von Graz sollen hier Erörterung finden, während auf eine zusammenfassende Darstellung der galizischen Ebene schon aus dem Grunde verzichtet werden kann, weil sich in früheren Abschnitten Gelegenheit ergeben wird, einen Überblick über die einzelnen Teile des Flachlandes nördlich der Karpaten zu bieten.

I. Abschnitt.

Die kohlenführenden aquitanischen Bildungen.

In weiter Verbreitung treten im Bereich der österreichisch-ungarischen Monarchie Braunkohlenablagerungen auf, welche sich stellenweise durch außerordentlich große Anhäufungen fossilen Brennstoffes auszeichnen, wie in der Gegend von Trifail in Untersteiermark und im Schyltale in Siebenbürgen und an der Grenze zwischen Alt- und Jungtertiär gebildet, als „oberoligocän" oder auch wohl als aquitanisch bezeichnet werden. Nach einem bekannten und durch seinen Reichtum an Pflanzenresten berühmt gewordenen, in Untersteiermark gelegenen Fundorte, von welchem Franz Unger zuerst die charakteristische Flora dieser Bildungen geschildert hat, könnte man sie am besten als „Sotzkaschichten" bezeichnen, wenn nicht D. Stur in seiner sonst so verdienstlichen Geologie von Steiermark unter der Bezeichnung „Schichten von Sotzka und Eibiswald" diese älteren untersteirischen Kohlenbildungen mit den viel jüngeren, dem Horizonte von Pitten und Sansan entsprechenden, mittelsteirischen von Eibiswald-Wies zusammengeworfen hätte und wenn nicht auch nachweislich, wie E. Riedl gezeigt hat, in Südsteiermark ältere cretacische Flötze unter dem Sammelbegriff „Sotzkakohle" mit begriffen worden wären.

Für die hier in Rede stehenden Kohlenablagerungen der aquitanischen Stufe kann, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen und von den sonst

bezeichnenden Elementen der Fauna und Flora, vor allem ein Säugetier von großen Dimensionen als charakteristisch angeführt werden, welches von seinem häufigen Vorkommen in kohlenführenden Ablagerungen geradezu das Kohlentier „*Anthracotherium*" genannt wurde. Die Gattung zeichnet sich durch primitiven Skelettbau und entsprechende Merkmale der Bezahnung (kräftige, kegelförmige Eckzähne und fünfhöckerige Backenzähne) aus, etwelche Formen erreichten Rhinozerosgröße. Es kann an dieser Stelle nicht auf die Verschiedenheiten eingegangen werden, welche die Form von Cadibona bei Genua (*Anthracotherium magnum Cuv.*) von unserem großen Trifailer *Anthracotherium* trennen, welches Fr. Teller als *A. Illyricum* beschrieben hat,[1]) nachdem es früher mit der Art von Cadibona zusammengeworfen worden war.[2])

Große Anthracotherien kommen allerdings auch in etwas älteren oligocänen Ablagerungen (*A. magnum* nicht selten im Phosphorit des Quercy) vor und die Gattung reicht selbst ins obere Miocän allerdings in ziemlich veränderter Gestaltung hinauf (*A. hyopotamoides Lyd.* in Indien), die größte Verbreitung besitzt *Anthracotherium* aber unstreitig in dem uns hier beschäftigenden Horizonte der aquitanischen Stufe, welcher bald als oligocän, bald als untermiocän bezeichnet wird. Dafür, daß Anthracotherienreste im allgemeinen auf ein höheres Alter der betreffenden Ablagerungen hinweisen, hat sich schon Sandberger ausgesprochen.[3]) Einen Teil derselben, wie jene von Lobsann im Elsaß mit *Anthracotherium alsaticum Cuv.*, rechnet er dem Mitteloligocän, andere, wie die Braunkohlenlager von Herborn am Westerwald, mit *Anthrac. magnum* und *Anth. Sandbergeri v. Mey*, ferner jene von Schlüchtern in Hessen, Cadibona bei Genua, Schangnau (Kanton Bern) und Rochette (Kanton Waadt) stellt er zum Oberoligocän, „da *Anthracotherium magnum* bis jetzt in keiner allgemein als solche anerkannten Miocänschichte gefunden worden sei." In diesem Sinne parallelisierte auch E. Suess auf Grund eines Eckzahnes von *Anthracotherium magnum*, welchen die geologische Sammlung der Wiener Universität aus den Kohlenwerken zu Lukawitz beim Geltschberg im Leitmeritzer Kreise Böhmens erhalten hatte, die unterbasaltische böhmische Braunkohle (wie früher bereits von Jokély aus den Pflanzenresten geschlossen worden war) mit den Ablagerungen von Sotzka.[4])

Bei Besprechung der auf *Anthracotherium magnum* bezogenen Reste von Trifail wurde auch das geologische Alter der dortigen Kohlenablagerungen erörtert und auf Grund der durch Ettingshausen festgestellten

[1]) F. Teller. Neue Anthracotherienreste aus Südsteiermark und Dalmatien. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orientes. Bd. IV, Heft 1, S. 45 bis 134. Wien 1884.

[2]) R. Hoernes. *Anthracoterium magnum Cuv.* aus den Kohlenablagerungen von Trifail. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Wien, 26. Bd., 1876, S. 209—242.

[3]) Fr. Sandberger. Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, S. 322 und 337.

[4]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1863, S. 13.

Eigentümlichkeiten der Flora sowie der als charakteristisch betrachteten Anthracotherienreste der Satz ausgesprochen: „Die Kohlenablagerungen von Trifail, Sotzka und Hrastnigg sind gleichzeitige Bildungen mit den jüngeren, anthracotherienführenden Kohlenablagerungen Oberitaliens, von Zovencedo und Monteviale, sie entsprechen ferner den Kohlenablagerungen des Schyltales in Siebenbürgen und der sogenannten oberoligocänen Molasse am Nordrande der Alpen.“[1]) Übereinstimmend sagt FUCHS von den Ablagerungen der aquitanischen Stufe (Sotzkaschichten) in Österreich-Ungarn: „Die Basis der ungarischen Neogenbildungen wird durch Ablagerungen gebildet, welche in Siebenbürgen durch die kohlenführenden Schichten des Zsilytales, in der Ofener Gegend durch den sogenannten *Pectunculus*-Sandstein, in Steiermark, Krain, Kroatien und Slavonien durch die sogenannten Sotzkaschichten dargestellt werden.“ — „Sie entsprechen auf das genaueste und vollständigste der unteren oder oligocänen Meeres- und Süßwassermolasse Süddeutschlands sowie den Faluns von Bazas und Mérignac bei Bordeaux und gehören mithin der aquitanischen Stufe MAYERS an.“[2]) Ebendaselbst gibt FUCHS auch eine ausführliche Liste der Fauna der aquitanischen Stufe (Gastropoden und Bivalven), insoferne sie damals in österreichischen Äquivalenten (Sotzkaschichten und *Pectunculus*-Sandstein) nachgewiesen werden konnte. Der *Pectunculus*-Sandstein hat seinen Namen von dem häufigen Vorkommen des *Pectunculus obovatus Lamk.* erhalten, er schließt sich in der Umgebung von Ofen innig an die älteren paläogenen Ablagerungen des dortigen Gebirges an.

Die durch ihren Kohlenreichtum ausgezeichneten, aber auch viele Brackwasserversteinerungen führenden Ablagerungen des Zsilytales (Schyltales) in Siebenbürgen treten isoliert auf älteren Schichten, kristallinischem Grundgebirge und — im Zsilytale nur an einigen Stellen beobachteten — versteinerungsleeren, wahrscheinlich der Kreideformation angehörenden Kalken auf. Die Mächtigkeit der aquitanischen Schichten beträgt nach K. HOFMANN[3]) nicht weniger als 2000 Fuß. Kohlen und Versteinerungen finden sich nur in der mittleren der drei von HOFMANN unterschiedenen Schichtgruppen. Unter den aufgezählten teils marinen, teils brackischen und Süßwasser-Conchylien seien erwähnt: *Ostrea cyathula Lamk, Mytilus Haidingeri Hoern., Cyrena semistriata Desh, Cyrena gigas Hofm., Psammobia aquitanica Mayer, Melania falcicostata Hofm., Melanopsis Hantkeni Hofm., Cerithium margaritaceum Brocc., Cer. plicatum Lamk.*

Über die aquitanischen Bildungen der Umgebung von Trifail (Tüffer-Sagorer Bucht) besitzen wir durch A. BITTNER eine sehr eingehende Dar-

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 26. Bd., 1876, S. 241.

[2]) Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 29. Bd., 1877, S. 657.

[3]) K. HOFMANN. Das Kohlenbecken des Zsilytales in Siebenbürgen (a. d. Arbeiten der ungar. geolog. Ges., Bd. V, 1870, übersetzt durch TH. FUCHS). Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1870, S. 523.

stellung.[1]) Bittner gliedert darnach diese Ablagerungen in folgender Weise: *a)* Liegendtone, dem Grundgebirge unmittelbar auflagernd, meist hellgefärbt, oft sandig, in den unteren Partien mit mehr minder zahlreichen Geröllen, nach oben mit Lagen von unreiner Kohle wechselnd. Aus diesem Niveau führt Bittner nur aus den oberen Lagen Versteinerungen: Melanien, Melanopsiden, Neritinen, Congerien und große Cyrenen, aber meist zerdrückt und nur annähernd bestimmbar an. *b)* Die Flötzmasse, welche in eine Anzahl scharf geschiedene Bänke und in die Liegend- und Hangendkohle zerfällt, enthält außer den seltenen Resten von *Anthracotherium illyricum Teller* nur wenige Versteinerungen: *Melania Escheri Brong.*, *Melanopsis ex aff. callosae Brong.*, *Planorben*, *Bythinien* fanden sich nur in dem kleinen und isolierten Vorkommen von Selenatrava, im Südwesten von Werk Trifail. *c)* Die unteren oder lakustren Hangendmergel sind im Trifailer Tagbau ausgezeichnet durch das massenhafte Vorkommen kleiner Pisidien oder cyclasartiger Bivalven, welche mit Anschluß aller anderen Reste zu herrschen pflegen. Zerdrückte Schnecken gehören zu den Seltenheiten. Bei Sagor und in der Gegend von Tüffer ist die Fauna dieser unteren Hangendmergel viel reicher. Bittner beschreibt aus ihnen zahlreiche neue *Melania*-Arten *(Mel. Sturi, Kotredeschana, carniolica, illyrica, Sarinensis, Sagoriana)*, ferner *Hydrobia imitatrix*, *Bythinia Lipoldi*, *Valvata Rothleitneri*, *Limnaeus gracillimus*, *Unio Sagorianus*. *d)* Die oberen Hangendmergel entwickeln sich bei vorerst gleichbleibendem Gesteinscharakter als brackische und marine Bildungen. Nach oben ändert sich auch der Gesteinscharakter, die Bänke werden tonig und marine Fossilien allein herrschen. Die tiefste Bank, welche marine Einschwemmungen enthält, ist durch das alleinige Vorkommen von *Pecten Hertlei* und Psammosolen ausgezeichnet. Darüber kommen dann brackische Bänke mit reicherer Fauna, in welcher neben *Congeria*, *Cyrena*, *Pisidium*, *Melania*, *Neritina* und *Limnaeus* auch *Diplodonta Komposchi*, *Isocardia*, *Corbula*, *Limopsis*, *Perna* und *Cerithium* sich finden. In dem obersten marinen Komplex der Hangendmergel endlich finden sich *Chenopus Trifailensis* (ähnlich *Ch. Häringensis Gümbel)*, *Turritella Terpotitzi*, *Dentalium*, *Corbula*, *Diplodonta* und *Arca*. Alle diese Bildungen sind stark gestört und aus der Art der Auflagerung der marinen Miocänbildungen leitet Bittner den Schluß ab, daß die Sotzkaschichten schon vor oder während der Ablagerung des marinen Miocäns von der Gebirgsbildung betroffen wurden. Insbesondere zu Trifail, wo die gesamte Breite der Tertiärmulde bis zu ihren tiefsten Gliedern aufgeschlossen ist, ist ersichtlich, daß die „Sotzkaschichten" in weitgehender und komplizierter Weise gefaltet, gebrochen und schollenweise überschoben sind und daß die darüberliegende Miocändecke diese Faltungen zwar teilweise, aber weitaus nicht in so weitgehender Weise mitmacht, so daß man entweder annehmen muß, die beiden Komplexe hätten sich unabhängig von-

[1]) A. Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 34. Bd., 1884, S. 433—600.

einander zur gleichen Zeit gefaltet oder die tieferen Sotzkaschichten seien schon vor Ablagerung des marinen Miocäns wenigstens teilweise in die Gebirgsfaltung einbezogen worden. Letztere Erklärung hielt BITTNER mit Recht für die überwiegend wahrscheinlichere. Es wird dieselbe wesentlich gestützt durch die künstlichen Aufschlüsse der Trifailer Baue. Das auf die aquitanischen Bildungen folgende nächsthöhere Glied beziehungsweise das tiefste Niveau des marinen Miocäns, ein blauer, fetter mariner Tegel, der dem Aussehen nach dem Tegel von Baden gleicht, liegt tatsächlich, wie BITTNER hervorhebt, an mehreren Stellen deutlich und klar in unregelmäßigen Vertiefungen der aquitanischen Ablagerungen, welche Vertiefungen und Unebenheiten mehr oder weniger weit in die Hangendmergel der Kohle, lokal bis in die Kohle selbst hinabreichen.

Eine sehr gute Vorstellung von den weitgehenden Faltungen der aquitanischen kohlenführenden Ablagerungen von Trifail und der diskordanten Auflagerung der marinen miocänen Ablagerungen bietet das von BITTNER[1]) mitgeteilte „Idealprofil durch die Ausbißlinie der Trifailer Kohlenablagerung.“ Deutlich ist an diesem Profile ersichtlich, wie der marine miocäne Tegel völlig unregelmäßig in die Sotzkahangendmergel eingreift — ja an einigen Stellen, so im Tagbau I, unmittelbar auf der teilweise zerstörten Sotzkakohle lagert. Die Störungen, welche der große Tagbau I erkennen ließ, hat BITTNER ausführlich erörtert und auch durch Profile ersichtlich gemacht. Aber auch die anderen Tagbaue von Trifail zeigen ähnliche Erscheinungen.

Die kohlenführenden aquitanischen Ablagerungen setzen aus Untersteiermark einerseits nach Krain, andererseits nach Kroatien fort. Überall sind die Ablagerungen stark gestört, gefaltet und zusammengeschoben. Wie schon STUR in seiner Geologie der Steiermark hervorgehoben hat, sind die „Sotzkaschichten“ in Steiermark teils in Süßwasserform, teils in brackischer oder mariner Form entwickelt. Leider gibt er in den beiden Tabellen dieser Entwicklung nicht bloß die Fossilführung der echten aquitanischen Sotzkaschichten

NO Nordflügel Tagbau IV Maria-Theresia Limberg Tagbau III Tagbau I, Südflügel SW

Fig. 1. Idealprofil durch die Ausbißlinie der Trifailer Kohlenablagerung.
a Flötzmasse, b untere (lakustre) Hangendmergel, c obere (marine) Hangendmergel (Chenopusmergel), d mariner, miocäner Tegel.

[1]) l. c. p. 564.

an, sondern wirft damit auch die jüngeren Braunkohlenbildungen von Eibiswald und Wies einerseits, die brackischen Bildungen der Grunder Schichten andererseits zusammen.[1] In der ersteren Tabelle der in Süßwasserform entwickelten Sotzkaschichten erscheinen wohl auch noch ältere (eocäne?) Bildungen, wie jene des Lubellinagrabens bei Wöllan mit aufgenommen. Hinsichtlich der Trennung der Wies-Eibiswalder Fauna kann auf die eingehende Darstellung verwiesen werden, welche I. Dreger diesem Gegenstande widmete.[2] In Bezug auf Sturs Tabelle der in brackischer oder mariner Form entwickelten Sotzkaschichten aber wäre zu bemerken, daß, abgesehen von der bereits erwähnten Angehörigkeit des Windischgrazer Vorkommens zu den Grunder Schichten, vielleicht auch einzelne der aus den östlichen Teilen Untersteiermarks namhaft gemachten Vorkommnisse schon zu den Äquivalenten der tiefsten miocänen Bildungen gehören mögen. So dürften die Schichten von Drachenburg und Hörberg mit *Cerithium margaritaceum*, *Cer. plicatum*, *Perna Rollei* und *Mytilus Haidingeri* wahrscheinlich eher dem untersten Miocän zuzurechnen sein. Dessenungeachtet scheint Stur im Recht, wenn er meint, daß die Hangendschichten der kohlenführenden Sotzkaablagerungen in der Bucht von Tüffer in der Richtung von Ost nach West, also vom offenen Teile der Bucht einwärts gegen das Innere derselben ihren Charakter nach und nach so ändern, daß sie zuerst zwischen brackischem und marinem Charakter schwanken, dann rein brackisch werden und schließlich vorherrschend (aber nicht wie Stur meint ausschließlich) als Süßwasserschichten entwickelt sind. Die letzteren sahen wir in Trifail im unteren Teil der Hangendmergel herrschen, während im oberen marine Einflüsse sich einstellen. Weiter östlich, bei Trobental und Reichenstein in Steiermark und im benachbarten Kroatien stellen sich unmittelbar im Hangenden der Sotzkakohle bereits brackische Schichten mit zahlreichen Cerithien, *Melanopsis Hantkeni*, *Cyrena semistriata Desh.* etc. ein, welche die Entwicklung der dortigen „Sotzkaschichten“ noch ähnlicher derjenigen der aquitanischen Ablagerungen von Miesbach in Südbayern und des Zsilytales in Siebenbürgen gestalten, in welchen Gebieten die aquitanische Kohle gleichfalls von brackischen Ablagerungen mit gleichartiger Conchylienfauna begleitet wird.

---

[1] Geologie der Steiermark, S. 540 u. 541.

[2] J. Dreger. Die geologische Aufnahme der NW-Sektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1902, S. 85—104.

II. Abschnitt.

Die erste Mediterranstufe

(Burdigalien Depéret).

Für die hier zu besprechenden Bildungen war früher bei den österreichischen Geologen die Bezeichnung „Horner Schichten" üblich. ROLLE führte zuerst den faunistischen Nachweis, daß die Tertiärbildungen der Umgebung von Horn in Niederösterreich, des sogenannten Horner Beckens, altersverschieden seien von den marinen Tertiärablagerungen der Umgebung von Wien.[1]) Später hat dann E. SUESS[2]) die Gliederung dieser älteren Stufe durchgeführt und in derselben von unten nach oben folgende Abteilungen aufgestellt: *a)* Schichten von Molt, wechsellagernde gelbe Sande und Tegel mit einer durch *Cerithium margaritaceum Brong.* und *C. plicatum Brong. Arca cardiiformis Bast.* etc. gekennzeichneten Brackwasserfauna. *b)* Grober Sand von Loibersdorf mit *Turritella cathedralis Brong., Cardium Kübecki Hauer, Pectunculus Fichteli Desh.* u. s. w. *c)* Feiner Sand von Gauderndorf mit vorherrschender Bivalvenfauna, mit zahlreichen Tellinen, Lutrarien, Psammosolen etc. *d)* Schichten von Eggenburg, grobe Sande und sandige Kalke mit großen Pectines *(Pecten Holgeri Gein, P. Rollei M. Hoern). e)* Schlier, grauer sandiger Mergel mit Glimmerschuppen und Gipskristallen, in Niederösterreich weniger deutlich durch Versteinerungen gekennzeichnet als in Oberösterreich, wo gerade diese Stufe durch die versteinerungsreichen Vorkommnisse von Ottnang vertreten ist. Nachdrücklich hat SUESS die Tatsache hervorgehoben, daß die Schichtreihe nicht in die inneralpine Niederung von Wien eindringe und die in derselben auftretenden marinen Miocänablagerungen insgesamt geringeres geologisches Alter besitzen. Die Bezeichnung „erste Mediterranstufe" für die ältere Schichtreihe hat SUESS jedoch bei Durchführung ihrer Gliederung noch nicht aufgestellt, sondern erst später in seinen Vorlesungen gebraucht, um den Gegensatz zu den jüngeren, einer „zweiten Mediterranstufe" zugerechneten marinen Miocänbildungen der inneralpinen Niederung von Wien sowie die faunistische Verwandtschaft der beiden Stufen mit dem heutigen Mittelmeer zu kennzeichnen. Durch Th. FUCHS sind jene Bezeichnungen zum ersten Mal in der Literatur gebraucht worden. Auf den die österreichischen Geologen durch lange Zeit beschäftigenden und noch nicht ganz erloschenen Streit über die Frage, ob die beiden Mediterranstufen SUESS' in der Tat altersverschiedene Ablagerungen darstellen, kann hier selbstverständlich nicht weiter eingegangen werden; den etwaigen

---

[1]) F. ROLLE. Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Niederösterreich. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, XXXVI, 1859.

[2]) E. SUESS. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Manhart, der Donau und dem äußeren Saume des Hochgebirges. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, LIV, 1866.

Vorwurf einer einseitigen Darstellung ohne Berücksichtigung der von der Gegenseite vorgebrachten Argumente glaubt der Verfasser um so leichter tragen zu können, als er an anderer Stelle eingehend auf dieselben zurückzukommen beabsichtigt. Er begnügt sich hier mit dem Hinweis darauf, daß die Unterscheidung der beiden Stufen im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie ebenso wenig ernstlichen Schwierigkeiten unterliegt, wie jene der Äquivalente in Frankreich, welche DEPÉRET mit den treffenden Bezeichnungen *Burdigalien* und *Vindobonien* versah, da die erste Mediterranstufe ihre schönste Entwicklung in der Umgebung von Bordeaux, die zweite aber in jener von Wien erreicht. Sowie in Frankreich die Überlagerung der Burdigalien durch das Vindobonien keinem Zweifel unterliegt und beispielsweise in dem Profil der Colline St. Paul Trois Chateaux klar zutage tritt, fehlen auch in Österreich-Ungarn keineswegs Stellen, die überzeugend für die Altersverschiedenheit der beiden von SUESS aufgestellten Stufen sprechen.

Wir beginnen die nähere Betrachtung der ersten Mediterranstufe mit einer eingehenden Besprechung der klassischen, zuerst von ROLLE und SUESS gewürdigten Ablagerungen der Umgebung von Horn und Eggenburg, welche später durch TH. FUCHS und O. ABEL in einer Reihe wichtiger Veröffentlichungen erörtert wurden.

Von den durch SUESS unterschiedenen und oben bereits aufgezählten Gliedern haben die beiden ältesten, die Schichten von Molt und von Loibersdorf keine anderweitige Deutung erfahren, wir können uns daher bei ihrer Besprechung auf die auszugsweise Wiedergabe der SUESSschen Darstellung beschränken.

Für Molt gibt SUESS in Fig. 1 seiner Tafel ein Profil und S. 6 u. ff. die zugehörige Erläuterung, wornach auf den nur undeutliche Versteinerungen führenden Kies und Letten des Galgenberges bei Horn blauschwarzer Tegel folgt, der bei Molt im Talgrund die ersten bestimmbaren Conchylien: *Cerithium margaritaceum*, *Cer. plicatum* und *Melanopsis Aquensis* aufweist. Eine kleine Strecke höher finden sich in den Äckern zunächst zahllose Scherben von *Turritella gradata*, dann neben den bereits genannten Cerithien *Murex Schönni*, *Turritella cathedralis*, *Arca cardiiformis* etc.[1]) Im oberen Niveau des Tegels sind Spuren von Braunkohle in 3 bis 4 Zoll starken Flötzchen zu sehen. Das Hangende dieses Schichtenkomplexes bilden die in der Sandgrube von Drei-Eichen aufgeschlossenen Loibersdorfer Schichten.

Die Schichten von Loibersdorf sind, abgesehen von dieser Sandgrube von Drei-Eichen, in welcher unmittelbar über dem Niveau der oben erwähnten Braunkohle eine Bank mit *Mytilus Haidingeri*, dann aber gelb-

[1]) Vollständige Listen der Versteinerungen dieser und der folgenden Horizonte finden sich bei TH. FUCHS: Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungarisch-steirischen Tieflandes. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 29. Bd., 1877, S. 653—709.

licher Sand mit *Cardium Kübecki* und *Pectunculus Fichteli*, den Leitfossilien des Loibersdorfer Horizontes folgt, zumal bei Mördersdorf und Loibersdorf aufgeschlossen. Auf Grund von undeutlich erhaltenen Resten hat O. Abel das Vorkommen von Loibersdorfer Schichten bei Eggenburg erkennen wollen, Th. Fuchs hat jedoch die von Abel auf *C. Kübecki*, *C. Burdigalinum* und *Pectunculus Fichteli* bezogenen Reste auf solche von *Cardium Hoernesianum* und *Pectunculus pilosus* zurückgeführt.

Die beiden folgenden von Suess unterschiedenen Glieder, nämlich die Schichten von Gauderndorf und jene von Eggenburg sind in verschiedener Weise aufgefaßt worden. Obwohl Fuchs bereits 1868 in seiner Abhandlung über die Tertiärbildungen der Umgebung von Eggenburg[1]) eine Dreiteilung dieser Bildungen zu erkennen glaubte (tonige Ablagegerungen mit Austernbänken, feine Sande mit Tellinen, gröbere Sande mit Echinodermen, Balanen, Bryozoen und Pectines), welche lediglich durch verschiedene Sedimentation in einem und demselben Zeitraume verursacht wurde, hat er sich 1877 in seiner geologischen Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens darauf beschränkt, bei Erörterung der ersten Mediterranstufe die Gliederung Suess wiederzugeben und sonach die Schichten von Gauderndorf und Eggenburg als altersverschiedene Glieder angeführt. O. Abel hat 1898 gegen die ältere Fuchssche Auffassung auf Grund der Untersuchung neuerer Aufschlüsse Stellung genommen und hat zu zeigen versucht, daß von den drei übereinanderfolgenden Schichtkomplexen der Loibersdorfer, Gauderndorfer und Eggenburger Schichten der tiefste die geringste, der höchste die größte horizontale Verbreitung habe, demnach die tieferen Schichten sich nie am Rande, sondern immer nur gegen die Mitte des Beckens finden, während die höheren sich vom Rande über das ganze Becken ausbreiten.[2]) Nach Abel würden sich in der Meeresbedeckung im Gebiete von Eggenburg folgende Phasen unterscheiden lassen:

I. Erstes Ansteigen des Meeresspiegels: Loibersdorfer Schichten.

II. Zweites Ansteigen des Meeresspiegels: Gauderndorfer Schichten.

III. Drittes Ansteigen des Meeresspiegels: Brunnstuber Sandstein.

IV. Seichtwerden des Meeres: Eggenburger Schichten, womit angeblich auch die bathymetrischen Faziesverhältnisse der betreffenden Bildungen übereinstimmen. Fuchs hingegen hat in einer neuerlichen Abhandlung über die Tertiärbildungen von Eggenburg 1900 hervorgehoben, daß er an seiner Dreiteilung dieser Bildungen festhalten müsse, welche nicht auf Altersverschiedenheit, sondern auf Faziesunterschieden beruhe —

[1]) Th. Fuchs. Die Tertiärbildungen der Umgebung von Eggenburg. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, 1868.

[2]) O. Abel. Neue Aufschlüsse bei Eggenburg in Niederösterreich in den Loibersdorfer und Gauderndorfer Schichten. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1897, S. 255. — Der Wasserleitungsstollen der Stadt Eggenburg, ein Beitrag zur Kenntnis der Gauderndorfer Schichten. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1898, S. 301. — Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes, XI, 1898, S. 211—226.

der Unterschied seiner dermaligen Auffassung gegenüber jener von 1868 sei nur der, daß er damals auf die Beschaffenheit des Sedimentes das Hauptgewicht legte, während er jetzt die Unterschiede hauptsächlich in den bathymetrischen Verhältnissen begründet sieht.

In Beziehung auf diese letzteren hat Fuchs in einer eigenen Mitteilung[1]) die Ansicht ausgesprochen, daß die Eggenburger Schichten mit ihrem Reichtum an baumförmigen Bryozoen und Pectenarten in etwas tieferem Wasser, wahrscheinlich in der oberen Corallinenzone zur Ablagerung gelangt seien, während die Gauderndorfer Schichten, deren Fauna fast ausschließlich aus im Boden eingegraben lebenden Siphonaten Pelecypoden bestehe, in der Litoral- und Laminarienzone gebildet worden sei. Nach Fuchs wären die Ablagerungen der Tertiärgebilde von Eggenburg während einer einheitlichen Periode der Senkung gebildet worden und es erscheine nur als eine Fortsetzung dieses Prozesses, wenn auf die Eggenburger Schichten die Tiefseeablagerungen des Schliers folgen.

In den Tertiärbildungen von Eggenburg sind nach Fuchs[2]) folgende „Ablagerungsformen" zu unterscheiden.

a) Liegendsande. Tegel, Sande oder Gerölle mit Bänken von *Ostrea crassissima, Mytilus Haidingeri* oder *Perna Rollei*. Sie bilden in der Umgebung von Eggenburg in der Regel das tiefste Glied der Ablagerungen. Zu diesen Liegendsanden gehören jene groben petrefaktenreichen Sande, welche in der Nähe der Station Eggenburg in großen Gruben aufgeschlossen sind und eine reiche, von J. Krahuletz gewonnene und in dessen Sammlung aufbewahrte Ausbeute von Fossilien geliefert haben. Darunter befinden sich jene oben erwähnten Conchylien, auf Grund deren Abel ein Vorkommen der Loibersdorfer Schichten bei Eggenburg zu erkennen glaubte. Diese Sande lagern unmittelbar auf Granit. Alle Reste von Wirbeltieren, welche bisher in den Tertiärschichten von Eggenburg gefunden wurden und um deren Entdeckung und Aufsammlung sich J. Krahuletz besonders verdient gemacht hat, stammen aus diesen Liegendsanden. Die oben erwähnten Sandgruben nächst dem Bahnhofe haben die von O. Abel 1899 beschriebenen Delphinreste geliefert.[3]) An vielen Stellen, so in den Sandsteinen, welche im Wasserleitungsstollen über Granit lagern, in der Pernabank im Schindergraben und in den groben Sandsteinen derselben Lokalität fanden sich in Menge *Halitherium*-Knochen, zumal die charakteristischen Rippen. Unser Titelbild gibt nach einer Photographie,

[1]) Th. Fuchs. Über die bathymetrischen Verhältnisse der Gauderndorfer und Eggenburger Schichten. Sitzungsber. d. k. Akad. 109. Bd., 1900.

[2]) Th. Fuchs. Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 109. Bd., 1900, S. 860 u. ff. — Die Aufzählung der Ablagerungsformen erfolgt oben in der umgekehrten Ordnung wie bei Fuchs, welcher die Glieder von oben nach unten erörtert.

[3]) O. Abel. Untersuchungen über die fossilen Platanistiden des Wiener Beckens. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., 68. Bd., 1899, S. 839. — S. 872 findet sich auch eine Darstellung der Lagerstätte.

die der Verfasser der Freundlichkeit des Herrn J. Krahuletz dankt, die klassische Fundstelle des Schindergrabens wieder, auf die wir noch unten zurückzukommen haben. An der im Bilde rechts ersichtlichen Grabungsstelle wurden sowohl der von Toula und Kail beschriebene Krokodilschädel[1]) als die übrigen von Depéret geschilderten Wirbeltierreste[2]) gewonnen. Die Wirbeltierfauna von Eggenburg umfaßt nach Depéret folgende Typen: *Brachyodus onoideus Gervais sp.*, *Metaxytherium Krahuletzi Depéret*, *Testudo-Noviciensis Nouel; Trionyx sp. Crocodilus Eggenburgensis Toula et Kail.*

Auch in den (von Fuchs den Liegendsanden zugerechneten) Panopäensanden der Brunnstube von Eggenburg haben sich Delphinreste gefunden.

b) Tellinensande von Gauderndorf. Sehr feine, weiche, lichtgraue oder gelbe Sande, meist mit Lagen von Concretionen („Mugeln") und oft ganz erfüllt von dünnschaligen Bivalven, welche entsprechend ihrer grabenden Lebensweise häufig noch in der ursprünglichen, aufrechten Stellung im Sande stecken und von welchen *Psammobia Labordei*, *Tellina planata*, *T. strigosa*, *T. lacunosa*, *Tapes vetula*, *Mactra Bucklandi* angeführt sein mögen. Die Gemeindesandgrube von Gauderndorf, welche Suess seinerzeit untersuchte und in welcher er an der Basis der Tellinensande eine unmittelbar auf Granit liegende Bank von *Perna Rollei* beobachtete, ist jetzt verschüttet, die Stelle, welche die meisten der von „Gauderndorf" beschriebenen Conchylien lieferte und welche noch 1893 von Fuchs besucht und ausgebeutet wurde, ist demzufolge dermalen nicht mehr zugänglich, um so dankenswerter ist die Schilderung, welche Fuchs a. a. O. von dem zuletzt durch ihn beobachteten Zustand des Aufschlusses gibt. In dem 4 *m* hohen Aufschluß bestand die untere Hälfte aus Gauderndorfer Sanden (die von Suess beobachtete Pernabank an der Basis derselben war nicht mehr sichtbar), darüber lagerten grobe, grusige, unregelmäßige Sandsteinbänke voll Austern, Pecten, Balanen, *Ostrea lamellosa*, *Pecten Rollei* etc. (Schichten von Eggenburg).

c) Schichten von Eggenburg und Molassesandstein. Grobe Sandsteine, durch Aufnahme von Bryozoen und Lithothamnien in sandige Bryozoen- und Lithothamnienkalke übergehend, mit Steinkernen von großen dickschaligen Mollusken sowie mit Bänken von Austern, Pecten, Balanen und Echiniden. Sie bilden in der Regel die Decke aller übrigen Abteilungen. Als bezeichnende Versteinerungen nennt Fuchs: *Ostrea lamellosa*, *Pecten Rollei*, *P. Beudanti*, *P. palmatus*, *P. Holgeri* und *Echinolampas Laurillardii*.

Ein ausgezeichnetes Profil, welches Fuchs von Gauderndorf längs eines die Horner Straße kreuzenden Feldweges nach Kattau zeichnet, sei

[1]) F. Toula und J. A. Kail. Über einen Krokodilschädel aus den Tertiärablagerungen von Eggenburg. Denkschr. d. k. Akad., 50. Bd., 1885, S. 299.

[2]) Ch. Depéret. Über die Fauna von miocänen Wirbeltieren aus der ersten Mediterranstufe von Eggenburg. Sitzungsber. d. k. Akad., 104. Bd., 1895, S. 395.

unten wiedergegeben, weil es die normale Aufeinanderfolge der Liegendsande, Gauderndorfer und Eggenburger Schichten in instruktivster Weise vorführt. Fuchs selbst sagt von demselben, es sei das vollständigste, welches ihm aus der Umgebung von Eggenburg bis nun bekannt geworden ist. An der Basis der Liegendsande folgt unmittelbar auf Gneis eine 3 *m* mächtige Bank von *Ostrea crassissima,* dann 4 bis 5 *m* grobe, grusige Schotter zunächst mit *Mytilus Haidingeri,* höher eine Bank von *Ostrea lamellosa.* Scharf abgeschnitten folgen dann 3 bis 4 *m* mächtige feine Tellinensande mit Mugeln, in welchen Abdrücke und Steinkerne von *Venus islandicoides, Tellina planata* und *Tellina lacunosa* sich finden. Über diesen Sanden liegen ebenfalls scharf abgegrenzt die groben, grusigen Sandsteinbänke der Eggenburger Schichten mit *Pecten Rollei,* welche nach oben reicher an Lithothamnien werden und schließlich in vollkommenen Lithothamnienkalk übergehen.

Wir müssen es uns selbstverständlich versagen, an dieser Stelle alle die übrigen Profile zu besprechen, mit welchen Fuchs seine Darlegungen

Fig. 2. Profil an der Kattauer Straße.
Nach Th. Fuchs.
a kristallinische Schiefer, *b* Bank von *Ostrea crassissima,* Liegendsande: *c'* grober Sand mit *Mytilus Haidingeri, c''* grober Sand und Schotter, *c'''* Bank von *Ostrea lamellosa, d* Gauderndorfer Sande, Eggenburger Schichten: *e'* Grobe Sandsteinbänke mit *Pecten Rollei, e''* Nulliporenkalk mit Echinolampas und *Pecten Rollei.*

über die Gliederung der Tertiärgebilde von Eggenburg illustriert hat. Nur eine seiner Darstellungen, welche den Schindergraben zum Gegenstande hat — jene Aufschlüsse, welche auch in unserem Titelbilde zur Anschauung gebracht werden, sei noch wiedergegeben. Der am Fuße des Eggenburger Kalvarienberges gelegene Schindergraben bildet das Ende des Brunnstuber Grabens, eines schon in der älteren Literatur viel genannten, dermalen aber durch Einsturz und Vegetation ziemlich unvorteilhaft entstellten Aufschlusses. Fuchs zeigt jedoch aus der von Suess gegebenen Darstellung sowie aus seinen eigenen, 1868 gemachten Beobachtungen, daß in der Brunnstube drei Schichtgruppen übereinander liegen, nämlich von oben nach unten erstlich die eigentlichen Brunnstubensandsteine und Eggenburger Schichten, dann die Gauderndorfer Schichten und zu unterst die Liegendsandsteine. Im Schindergraben treten unmittelbar dem Granit des Kalvarienberges angelagert Sandsteine auf, welche ganz das Aussehen des Brunnstubensandsteines haben — es sind sehr grobe, harte, unregelmäßig knollige Sandsteinbänke mit Austern, Pecten und Steinkernen anderer

Conchylien. Diese Bänke gehören jedoch den Liegendsanden an. In ihnen fand sich in einer Tiefe von 4·5 *m* eine horizontale Lage von Granitbrocken, eine Art Pflaster bildend, auf welchem eine große Menge von Knochenresten vorkam. Von hier stammt der Schädel von *Crocodilus Eggenburgensis*, von hier die von Depéret beschriebenen Reste von *Brachyodus onoideus, Metaxytherium Krahuletzi* und *Testudo Noviciensis*. Sonst fanden sich *Turritella Desmaresti* und *T. cathedralis, Panopaea Faujasi, Perna Rollei, Pecten Holgeri, Ostrea lamellosa* etc. Dieser Sandstein ist scharf abgeschnitten von einer Schichte, in welcher zahlreiche, offenbar zusammengeschwemmte Mugeln auftreten, und an einer Stelle ist auch noch ein Rest des Gauderndorfer Sandes selbst sichtbar, der hier offenbar die Liegendsande überlagert.

Fig. 3. Aufschlüsse im Schindergraben am Fuße des Kalvarienberges bei Eggenburg.
Nach Th. Fuchs.
Gr Granit, *p* Pernabank mit Rippen von Metaxitherium, *p'* Sandsteinbänke mit dem Knochenlager (*Crocodil, Brachyodon, Metaxytherium*), *g* Gauderndorfer Tellinensande, *g'* Umgeschwemmte Mugeln der Gauderndorfer Schichten, *l* Löß, *l'* grauer quaternärer Letten, *m* Sandsteinbänke mit *Perna*, *n* grobe lose Sande mit Muscheltrümmern.

Wir wollen nunmehr einen Blick auf die Verbreitung der ersten Mediterranstufe im Bereiche der österreichisch-ungarischen Monarchie machen. Die Ablagerungen der Gegend von Horn, die wir eben betrachteten, gehören einem Arme des damaligen, erweiterten Mittelmeeres an, der den ganzen Hauptstamm der Alpen nördlich umfaßte. Die Bildungen dieses Molassemeeres sind auf der alpinen Seite von Südfrankreich an durch die Schweiz, Vorarlberg und Südbayern gestört und aufgerichtet, so daß die einstige Breite des Meeresarmes nicht mehr bestimmt werden kann, aber jedenfalls größer gewesen ist als die Distanz, welche heute jene subalpinen Vorkommnisse von dem nördlichen Rand der Molasse trennt. Auf österreichisches Gebiet scheint eine Fortsetzung dieser südlichen Zone, welche Gümbel von Bregenz über Scheffau, Kempten, Peißenberg u. s. w., endlich über Traunstein bis in die unmittelbare Nähe der Salzach verfolgt hat, nicht herüberzutreten.[1]) Hingegen sehen wir die nördliche Zone, welche als Fortsetzung

[1]) E. Suess. Antlitz der Erde, I, S. 390.

der subjurassischen Meeresmolasse der Schweiz in flacher Lagerung auf älterem Gebirge zunächst dem Jurakalk der schwäbischen Alp sich anlehnt und dann, wenn auch oft unterbrochen durch Zerstörung oder jüngere Auflagerung, weit nach Nordost zu verfolgen ist und am Rande des bayrischen Waldes bei Ortenburg und an anderen Orten großen Reichtum an Versteinerungen entwickelt,[1]) längs der Böhmischen Masse in den Vorkommnissen von Linz, Wallsee, Melk, Wiedendorf bei Krems bis zu dem Gebiete von Eggenburg und Horn reichen, von dessen Betrachtung wir ausgegangen sind. Die letzten Spuren der Horner Bildungen können bis in die Nähe von Retz verfolgt werden.

Die westlichen Vorkommnisse (von der Entwicklung und Verbreitung des „Schlier" soll hier absichtlich zunächst nicht die Rede sein, weil dieser ein selbständiges, viel weiter zu verfolgendes Schichtglied darstellt) in Oberösterreich sind ziemlich einförmig. Bei Linz wird die erste Mediterranstufe hauptsächlich durch weißen Sand mit Resten von *Squalodon* und anderen Seesäugetieren vertreten, welcher Sand bei Mattsee durch kristallisierten Kalkzement verkittet ist. Bei Melk erscheinen unter dem weißen Sand Tone mit *Cerithium margaritaceum* und *Ostrea fimbriata* in Begleitung von Kohlenflötzen, offenbar die tiefste Unterlage darstellend, welche den Schichten von Molt entspricht. Jenseits der oben erwähnten letzten Spuren im Osten, welche bei Unter-Nalb in der Gegend bei Retz zu Tage treten, führt E. Suess nur noch ein paar vereinzelte Vorkommnisse der ersten Mediterranstufe an: „Die einzige sichere Nachweisung derselben an der Außenseite der Karpaten erfolgte in der Nähe von Mautnitz bei Seelowitz im nördlichen Mähren. Dort zeigt sich der Horizont von Gauderndorf und vielleicht jener von Eggenburg. In dem Hangendgebirge des Steinkohlengebietes von Ostrau scheint der erstere auch vertreten zu sein und unter demselben liegen basaltische Tuffe mit großen Meeresconchylien, die jenen von Loibersdorf gleichen."[2]) Nördlich von den Karpaten erstreckt sich hingegen, wie unten zu erörtern sein wird, in gewaltiger Ausdehnung als Vertretung des Schliers die galizische Salzformation.

In die inneralpine Niederung von Wien dringt wohl der Schlier, nicht aber die eigentliche erste Mediterranstufe ein, deren Ablagerungen sowohl dieser Niederung wie der Grazer Bucht fremd bleiben. Wohl aber erscheinen Ablagerungen der ersten Mediterranstufe an mehreren Stellen der ungarischen Niederung und von Korod in Siebenbürgen ist seit langem eine den Schichten von Loibersdorf entsprechende Bildung mit dem bezeichnenden großen *Pectunculus Fichteli Desh.* bekannt. Daß gerade im Gebiete der Stephanskrone die oft angezweifelte Überlagerung der ersten Mediterranstufe durch die Bildungen der zweiten in jeden Zweifel ausschließenden Profilen zu sehen ist, wurde bereits oben erwähnt.

---

[1]) Gümbel. Geogn. Beschreibung d. Königr. Bayern, I. p. 756 u. f.

[2]) E. Suess. Antlitz der Erde, I, S. 392.

In großer Verbreitung erscheinen die Meeresbildungen der ersten Mediterranstufe im gefalteten Gebirge südlich vom Bacher in Südsteiermark und Krain, nach Kroatien fortsetzend, häufig im Hangenden der Sotzkakohle und gleich dieser oft steil aufgerichtet und selbst überkippt. Die Mannigfaltigkeit der Gebilde ist hier eine ziemlich bedeutende, sowohl was den petrographischen Charakter als den Reichtum an organischen Resten anlangt. Zunächst fallen hier unmittelbar über den kohlenführenden Ablagerungen der Sotzkaschichten jene brackischen Bildungen auf, welche in Menge *Cerithium margaritaceum* und *Cer. plicatum* führen, häufig auch große Cyrenen und *Melanopsis Hantkeni.* An manchen Stellen folgt über diesen Schichten eine mächtige Grünsandablagerung, reich an Meeresversteinerungen, welche freilich zumeist nur als Steinkerne auftreten, während Balanen, Austern, Pectines — darunter der bezeichnende *Pecten Holgeri Gein.* — in wohlerhaltenen Schalenexemplaren in großer Menge sich finden. Dieser „Grünsand von Tüffer" ist an mehreren Stellen Untersteiermarks mit reicher Versteinerungsführung bekannt. Sein Material stammt größtenteils von jenen trachytischen und andesitischen Eruptionen, welche in diesem Gebiete kurz vor der Zeit der ersten Mediterranstufe begonnen haben und bis in die Mitte derselben andauerten. Die Hauptstelle jener Eruptionen liegt an der Grenze Steiermarks und Krains, im Smrekouc aber auch an manchen anderen Stellen, der Menina bei Oberburg, dem Praßberger Dobroll und der Pireschitz bei Cilli, kleinerer Vorkommnisse nicht zu gedenken, sind mehr oder weniger tief zerstörte Eruptivstöcke nachgewiesen, während die tuffigen Sedimente und die Laven eine sehr große Verbreitung erlangten. Früher meist unter dem Namen „Hornfelstrachyt" zusammengefaßt, sind diese Eruptivgesteine von ziemlich verschiedener chemischer und petrographischer Beschaffenheit. Die Endglieder können einerseits als saure, den Daciten nahestehende Quarztrachyte, andererseits als ziemlich basische Angitandesite bezeichnet werden, die Hauptmasse gehört einem mittleren Typus (Hornblendeandesit) an.[1]) Dieses eruptive Material ist auch den jüngeren Seichtwasserbildungen der ersten Mediterranstufe der in Rede stehenden Gegend reichlich in klastischem Zustande beigemengt. Eine grobe Strandbildung bei Tüffer besteht fast ausschließlich aus großen, wenig gerollten Andesitblöcken, auf welchen Bryozoen sitzen, während in den Zwischenräumen, mit feinerem Detritus gemengt, Brachiopodenschalen, Bruchstücke von Austern, Pectines und Echinodermen sich finden. Auch in dem Lithothamniumkalk, welcher bei Tüffer und anderwärts in Untersteiermark in mächtigen Massen auftritt, spielt die Beimengung von umgelagertem eruptivem Material eine bemerkenswerte Rolle. Diese älteren Lithothamnienkalke sind sowie die übrigen Bildungen der ersten Mediterranstufe Unter-

[1]) E. Hatle. Zur Kenntnis der petrographischen Beschaffenheit der südsteiermärkischen Eruptivgesteine. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1880, Graz 1881, S. 22—50. — F. Teller. Erläuterungen zur geolog. Karte Österreichs. SW-Gruppe Nr. 84, Praßberg a. d. Sann, S. 158—164.

steiermarks häufig stark gestört und steil aufgerichtet, ein ausgezeichnete Beispiel dafür gibt uns der bekannte Donatiberg bei Rohitsch, der infolge seiner steilen, fast überkippten Schichtstellung und der Widerstandsfähigkeit des tuffigen Lithothamnienkalkes gegen die Zerstörung durch die Atmosphärilien aus dem umgebenden tertiären Hügelterrain in ähnlicher Weise aufragt, wie eine karpatische Klippe aus ihrer niedrigen und sanft geformten Flyschumgebung.

Als jüngstes Glied der Meeresablagerungen der ersten Mediterranstufe tritt uns bei Tüffer ein Mergel entgegen, welcher durch seine bezeichnenden Versteinerungen als Äquivalent des Schliers zu erkennen ist. *Solenomya Doderleinii*, *Pecten denudatus*, *Brissopsis ottnangensis* und andere Schlierformen erscheinen in Menge in diesem zur Zementfabrikation in großem Maßstabe abgebauten Mergel, welcher auch als Lagerstätte wohlerhaltener Fischreste bekannt ist, die in neuerer Zeit durch Gorjanovic-Kramberger geschildert wurden.

Es scheint aber jetzt geboten, der letzten von Suess unterschiedenen Abteilung der ersten Mediterranstufe, dem Schlier, unsere Aufmerksamkeit zuzuwenden. In der außeralpinen Niederung von Niederösterreich, von welcher die Kenntnis der ersten Mediterranstufe ausgegangen ist, spielen die hieher gehörigen Bildungen keine besondere Rolle; kaum, daß unbedeutende Aufschlüsse, das Auftreten von „Naßgallen" und ähnliche Spuren, das Vorhandensein des Schliers verraten. Indessen hat Suess schon bei der ersten Aufstellung der Gliederung des später als erste Mediterranstufe bezeichneten Schichtenkomplexes sowohl auf die versteinerungsreiche Vertretung des Schliers in Oberösterreich (Ottnang) als auch auf die wahrscheinliche Gleichzeitigkeit der galizischen Salzbildungen (Wieliczka) hingewiesen. Die Eigentümlichkeiten des niederösterreichisch-mährischen Schliers hat A. Holler erörtert und hervorgehoben, daß diesen sandig-schiefrigen Tonablagerungen sowohl das Bitterwasser von Seelowitz als jene Magnesiaausscheidungen angehören, welche unter dem Namen der Naßgallen bekannt sind. Diese Naßgallen (Slaniska in Mähren, Saliter Sutten in Niederösterreich) sind Stellen von 2 bis 30 Quadratklafter Ausdehnung mitten im fruchtbaren Ackerlande, welche jeder Bearbeitung trotzen. An diesen Punkten findet man im Frühjahre eine Schlammschicht von schwarzgrauer Farbe, die nur im Verlaufe des Sommers zuweilen trocknet und dann weiße Inkrustationen: Ausscheidungen von schwefelsaurem Magnesia und schwefelsaurem Kali, zeigen. Übereinstimmend mit solchem Salzgehalt erscheinen dann salzholde Pflanzen, wie *Salicornea herbacea*, *Plantago maritima*, *Lepigonum marginatum*, *Glaux maritima*.[1])

Die Fauna des oberösterreichischen Schliers von Ottnang wurde schon 1853 durch M. Hoernes besprochen und damals jener von Baden

[1]) A. Holler. Geologisch-paläontologische Skizze der Tertiärbildungen in der Umgebung von Laa a. d. Taya. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XX, 1870, S. 117—125.

Fig. 4. Rohitsch-Sauerbrunn mit dem Donatiberg.
Nach einer Photographie von Direktor Max Helff in Judenburg.

gleichgestellt,[1]) auf ihre Ähnlichkeit mit jener des Salztons von Wieliczka machte A. v. Reuss bei Schilderung der Fauna des letzteren[2]) aufmerksam, er führt von beiden Fundstellen seinen *Pecten denudatus* an und der Beschreibung und Abbildung desselben liegen Ottnanger Exemplare zu Grunde. Bei der späteren Schilderung der Fauna von Ottnang[3]) habe ich die Verschiedenheit derselben von jener des Badener Tegels, das höhere Alter der ersteren und die Zugehörigkeit derselben zur ersten Mediterranstufe hervorgehoben, wobei ich die irrige Vermutung aussprach, daß der Schlier sich wahrscheinlich zu den Seichtwasserbildungen der ersten Mediterranstufe, wie sie in der Gegend von Eggenburg und Horn auftreten, ähnlich verhalte wie der Badener Tegel zu den gleichzeitigen Seichtwasserbildungen der zweiten Mediterranstufe. Seither ist das irrtümliche dieser Vermutung durch die bereits erwähnte weitere Verbreitung des Schliers klargelegt und die Bedeutung des Schliers als einer selbständigen, gerade durch diese weite Verbreitung überaus wichtigen Stufe erkannt worden.

Diese Selbständigkeit und weite Verbreitung des Schliers hat E. Suess in seinem Werke „Antlitz der Erde“ treffend hervorgehoben.[4]) Schon in den östlichen Teilen Bayerns tritt typischer Schlier auf, er ist dann in Oberösterreich weit verbreitet und erstreckt sich, freilich von jüngeren Bildungen bedeckt und verhüllt, von den Alpen bis zur Böhmischen Masse. Gleiches ist weiter östlich der Fall. Bei Krems in Niederösterreich liegt Schlier unmittelbar auf archäischen Gesteinen, bei Grübern südlich von Maissau aber auf den jüngsten Ablagerungen der ersten Mediterranstufe. Er erstreckt sich dann durch Mähren und Schlesien, greift auch nach Preußisch-Schlesien über und gewinnt dann, dem Saume der karpatischen Flyschzone folgend, eine gewaltige, durch Salzvorkommnisse ausgezeichnete Erzstreckung. Auch die ober- und niederösterreichischen Schliervorkommnisse zeigen vielfach Spuren der Dissoziationsprodukte des Meeres. Die Jodquellen von Hall in Oberösterreich sind hier an erster Stelle zu nennen, ferner in Niederösterreich die Bitterquellen von Laa. Vielfach bemerkt man dort, wo Schlier in größerer Ausdehnung zu Tage tritt, die bereits erwähnten Naßgallen: wasserdichte, von weißen Effloreszenzen bedeckte Stellen, auf welchen nur Salzpflanzen zu gedeihen vermögen. Dort, wo Schlier die Hangendschichten der Ostrauer Kohlenfelder bildet, zeigen sich die eingeschwemmten Kieslager, wenn sie angefahren werden, mit leicht gesalzenem oder jodhaltigem Wasser erfüllt. In Schlesien mehren sich Gipslager und salzige Quellen. Weiterhin treten Salzablagerungen durch ganz Galizien und die Bukowina

[1]) M. Hoernes. Verzeichnis der in Ottnang vorkommenden Versteinerungen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, IV, 1853, S. 190.

[2]) A. E. Reuss. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, LV, 1867.

[3]) R. Hoernes. Die Fauna des Schliers von Ottnang. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXV, 1875, S. 333

[4]) E. Suess. Antlitz der Erde, I, S. 399 u. 454, Anmerkung 73.

in einer bis 30 *km* breiten Zone auf, welche den Nordrand des Gebirges begleitet. Große Bergwerke, wie jenes von Wieliczka, erschließen den ungeheuren Reichtum an Steinsalz in tiefen und weiten Gruben, aber an mehr als zweihundert Stellen zeigt sich derselbe auch sonst in Aufschlüssen und salzhaltigen Quellen. Michael Kelb[1]) hat diesen durch die Soolquellen an so zahlreichen Orten dargelegten Salzreichtum Galiziens in einer eigenen Abhandlung besprochen.

Ehe wir auf die Erörterung der galizischen Salzlagerstätten des Schliers eingehen, müssen wir auf eine Erscheinung zurückkommen, welche am Nordsaume der Alpen in größter Erstreckung auftritt und in ganz ähnlicher Weise am Nordfuße der Karpaten wiederkehrt. Die tertiären Ablagerungen zeigen daselbst einen oder einige lange Faltensättel, welche nach Nord gerichtet sind. Recht deutlich ist dies z. B. in der Gegend von Miesbach in Südbayern zu sehen, wo die kohlenführenden Tertiärablagerungen, wie Gümbels[2]) Querprofil durch das Leitzachtal lehrt, in einige nordwärts überschobene Falten gelegt sind. Auch der Schlier zeigt sich in Ober- und Niederösterreich, dort wo er an die Flyschzone sich anschließt, an jenen wenigen Stellen, an welchen er überhaupt eine Beobachtung gestattet, gestört und gefaltet. Bei Staats in Niederösterreich bildet er ein sichtbares Gewölbe zwischen der Linie der versunkenen Flyschzone und einem vorliegenden Riff von Jurakalk.[3]) In Wieliczka aber verursachen nach Pauls Untersuchungen[4]) nach Nord überschobene spitze Falten die eigentümlichen Verhältnisse, unter welchen dort die Salzflötze im miocänen Ton auftreten. Weiter nach Ost liegt in gleicher Weise am Außenrande der Karpaten die Ozokeritlagerstätte von Boryslaw in einem antiklinalen Sattel des miocänen Salztones. Suess[5]) pflichtet den Ansichten Pauls bei, nach welchen die beiden wichtigsten Produktionsorte des galizischen Bergbaues, nämlich der Salzbergbau von Wieliczka und die Ozokeritgruben von Boryslaw, unter dem Einflusse derselben tektonischen Erscheinung stehen: „Derselbe nordwärts wirkende Gebirgsschub, der die Salzflötze von Wieliczka zu steilen Falten zusammenbog, richtete auch die Schichtensattel von Boryslaw auf und schuf so die Bedingungen zur Ansammlung eines Produktes, durch dessen Ausbeutung bereits Millionen gewonnen wurden.“[6])

Wieliczka ist das bedeutendste aller galizischen Salzbergwerke. Geschichtliche Nachrichten über den Betrieb dieses Bergwerkes reichen bis

[1]) M. Kelb. Die Soolequellen von Galizien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXVI, 1876, S. 135.

[2]) C. W. Gümbel. Darstellung des Ausflugsgebietes der deutsch. geolog. Ges. gelegentlich d. Versamml. in München 1875.

[3]) E. Suess. Antlitz der Erde, I, S. 400.

[4]) K. M. Paul. Über die Lagerungsverhältnisse in Wieliczka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXX, 1880, S. 687—694.

[5]) E. Suess. Antlitz der Erde, I, S. 286.

[6]) K. M. Paul. Die Petroleum- und Ozokeritvorkommnisse Ostgaliziens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXI, 1881, S. 163.

ins 11. Jahrhundert zurück — die ersten durch Urkunden beglaubigten, auf Wieliczka und Bochnia bezüglichen Daten stammen aus den ersten Jahrzehnten des 12. Jahrhunderts — doch dürfte die Salzgewinnung zu Wieliczka noch viel früher begonnen haben. *„Regio polonica salis gravida“* schrieb im 15. Jahrhundert der polnische Geschichtsschreiber Długosz und durch Jahrhunderte bildeten die Salzbergwerke eine der bedeutendsten Einnahmsquellen der polnischen Könige.

In den, wie schon oben erwähnt, sattelförmig aufgerichteten Salzbildungen von Wieliczka unterscheidet man drei verschiedene Lagerstätten unter dem das Ganze wie ein schützender Mantel einhüllenden Salzton. Die oberste Lagermasse enthält im Ton unregelmäßige, oft 30—40 *m* mächtige Grünsalzkörper, die sich durch sehr grobkörnige, kristallinische Beschaffen-

Fig. 5. Abbau im Steinsalzbergwerk bei Wieliczka.

heit auszeichnen. Die zweite birgt das lagerförmig auftretende, feinkörnige, wenig mit Ton verunreinigte „Spizasalz“, die dritte, tiefste, endlich das sehr reine, weiße, feinkörnige „Szybikersalz“. Die Gewinnung des Salzes erfolgt durch Ablösung großer Wandflächen, die durch Längs-, Firsten- und Sohlenschramme umgrenzt, dann durch eingetriebene Keile und schließlich durch Hebel abgetrennt werden. Die so gewonnenen großen Salztafeln werden dann weiter verkleinert. Seinerzeit wurde das Wieliczkaer Steinsalz ausschließlich in „Balvanen“ und großen Formatsteinen in den Handel gebracht, gegenwärtig geschieht dies in formlosen Bruchstücken oder in gemahlenem Zustand in Säcken und Fässern. Die Art des Abbaues bedingt das Zustandekommen der „Kammern“, welche zumal in den oberen Horizonten durch Abbau der großen Grünsalzkörper riesige Dimensionen erreichen. Manche

Kammern standen durch mehr als ein Jahrhundert im Betrieb, wie die Kammer Michalowice, aus der 1717 bis 1861 Salz gefördert wurde.

Die unterirdischen Hohlräume des Bergbaues von Wieliczka sind außerordentlich ausgedehnt. Die Gesamtlänge der Strecken beträgt über 11 geographische Meilen und manche der ungeheuren Hallen und Dome erregen das Staunen jedes Besuchers. Diese Hohlräume sind aber bei der Art des Abbaues und der lange andauernden, riesigen Produktion leicht erklärlich. Eine von Seykotta veröffentlichte Zusammenstellung[1]) lehrt, daß in Wieliczka in den 88 Jahren von 1772 bis 1860 zusammen 68,300.000 *q*, also jährlich durchschnittlich $^3/_4$ Millionen Zentner, Steinsalz gewonnen wurden. Der Bergbau von Wieliczka wurde wiederholt durch Wassereinbrüche gefährdet. Am bekanntesten und gefährlichsten erscheint jener des Jahres 1868, welcher dadurch herbeigeführt worden war, daß man mit dem Kloski-Querschlage die Erreichung hangender Teile des Salzlagers, in denen man Kalisalze erhoffte, wie sie zu Kalusz in Galizien tatsächlich auftreten, anstrebte, wobei die schützende Salztondecke durchstoßen wurde. Es erfolgte ein Einbruch von Schwimmsand und gewaltige Wassermassen ergossen sich in die unterirdischen Räume, dieselben zum großen Teile allmählich erfüllend. Nur mit Überwindung großer Schwierigkeiten gelang es, das Wasser zu bewältigen und die Einbruchstelle zu verdämmen.

Bemerkenswert ist es, daß die Lagerungsverhältnisse von Wieliczka und zumal die Beziehungen des Salzlagers zu jenen Schichten, aus welchen die verderbendrohenden Wassereinbrüche kamen, von den österreichischen Geologen in sehr verschiedener Weise gedeutet wurden, welche Ansichten dann auch in mannigfachen größeren Werken zum Ausdruck kamen. Fötterle gab 1868[2]) einen schematischen Durchschnitt, nach welchem die Salzlagerstätte von Wieliczka einen einfachen Sattel bilden sollte. Der Kloski-Querschlag hätte nach dieser Darstellung das Hangende des Salzlagers verritzt und Wasser aus den jüngeren Auflagerungen, den marinen Tertiärsanden und den Alluvionen der Weichselebene einbrechen lassen. Diese Darstellung wurde durch v. Hauer[3]) und Supan[4]) wiedergegeben. Paul veröffentlichte 1880 jene bereits oben berührte und von Suess akzeptierte Darstellung, nach welcher den verwickelten Lagerungsverhältnissen bei Wieliczka zwei bis drei spitze Falten zu Grunde liegen. Nach Pauls Darstellung hätte der Kloski-Querschlag nicht das Hangende, sondern vielmehr das Liegende des Salzlagers angefahren und aus diesem sei der gefährliche

[1]) M. A. Seykotta. Verzeichnis des während der österr. k. k. Regierungsperiode in der Wieliczkaer Saline erzeugten Salzquantums. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XII, 1862, Verh. S. 87—88.

[2]) F. Fötterle. Der Wassereinbruch in Wieliczka. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1868, S. 419—428.

[3]) F. v. Hauer. Die Geologie und ihre Anwendung a. d. Kenntnis d. Bodenbeschaffenheit d. österr.-ungar. Monarchie, 1875, S. 611.

[4]) A. Supan in Alfred Kirchhoffs Länderkunde von Europa, erster Teil, zweite Hälfte, 1889, S. 275.

Einbruch des Jahres 1868 erfolgt. Nach dieser unten im Bild wiedergegebenen Auffassung PAULS bieten die Lagerungsverhältnisse von Wieliczka ein schönes Beispiel nach Nord übergeneigter Schichtensättel, wie sie Karpatensandsteine und ältere Neogenablagerungen als eine Wirkung des Seitendruckes der Karpaten am ganzen Nordgehänge des Gebirges von Westgalizien bis in die Bukowina zeigen.

Auch F. v. HOCHSTETTER hat diese Darstellung in seiner allgemeinen Erdkunde angenommen.[1])

In neuerer Zeit hat J. NIEDŹWIEDZKI eine Reihe von Abhandlungen über Wieliczka veröffentlicht und in einer derselben eine ganz abweichende Ansicht dargelegt,[2]) welche auch von F. TOULA in seinem Lehrbuch der Geologie akzeptiert wurde.[3]) Nach NIEDŹWIEDZKI hätte man es in der

Friedhof Franz Josef-Schacht Górsko-Schacht

Fig. 6. Durchschnitt der Salzablagerung von Wieliczka.
a Karpatensandstein, *b* Sande mit Geschieben, Tone und Sandsteine, *c* Anhydritmergel mit Szybiker Salz, *d* Spizasalzlager, *e* Salzton, *f* Grünsalzkörper, *g* Gipslage, *h* Diluvium, *i* Wassereinbruchstelle im Kloski-Schlag.

Lagerstätte von Wieliczka mit viel geringfügigeren Störungen durch den karpatischen Schub und demgemäß auch nicht mit den von PAUL angenommenen Wiederholungen, die durch die antiklinalen Sättel bedingt werden, zu tun. Wohl aber nimmt NIEDŹWIEDZKI eine weitgehende Zerstörung und Umlagerung, die Bildung eines „Salztrümmergebirges" an. PAUL hat gegen NIEDŹWIEDZKI an seiner Auffassung festgehalten[4]) und auch E. TIETZE wendet sich in seiner Monographie der Umgebung von Krakau gegen NIEDŹWIEDZKIS

[1]) A. KIRCHHOFF. Unser Wissen von der Erde. I. Allgemeine Erdkunde von HANN, HOCHSTETTER u. POKORNY, 1886, S. 467.

[2]) J. NIEDŹWIEDZKI. Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia sowie der an diese angrenzenden Gebirgsglieder. Fünf Hefte. Lemberg 1883 bis 1891.

[3]) F. TOULA. Lehrbuch der Geologie, 1900, S. 313.

[4]) C. M. PAUL. Zur Wieliczka-Frage. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1887, XXXVII, S. 109—116.

Darlegungen, erklärt auf Grund eigener Wahrnehmungen sich von den durch PAUL angenommenen Faltungserscheinungen überzeugt zu haben und billigt in den Hauptzügen die von PAUL gegebene Darstellung, wenn er auch nicht in allen Einzelheiten derselben beizupflichten vermag.[1])

Ein wesentlich anderes Bild als Wieliczka bietet der benachbarte, nur $2^1/_2$ Meilen östlich gelegene Bergbau von Bochnia. Hier ist der Salzton steil aufgerichtet, er bildet eine stockförmige Masse, die in den obersten Horizonten nur eine Mächtigkeit von 37 *m*, in den tieferen aber bis zu 133 *m* aufweist und im Streichen 3400 *m* weit aufgeschlossen ist. Das Salz bildet innerhalb des vielfach gips-, anhydrit- u. s. w. führenden Salztons unregelmäßige, wenig mächtige linsenförmige Lager. Es ist klar, daß hier nicht bloß die Faltung und Aufrichtung durch den karpatischen Schub, sondern auch die bei Salzlagern so häufig eintretende innere Veränderung, und zwar auf der einen Seite Volumverminderung durch Lösung und Wegführung von Salzen, auf der andern Seite aber Volumvermehrung, zumal durch Umwandlung von Anhydrit in Gips, die Umgestaltung der Lagerstätte verursachte. Dem letzteren Vorgang der Volumvermehrung bei der durch Wasseraufnahme erfolgenden Umwandlung des Anhydrits in Gips ist die in den galizischen Salzlagerstätten sowohl in Wieliczka als in Bochnia sehr häufige Bildung des sogenannten „Gekrösesteins" zuzuschreiben.

Als Galizien im Jahre 1773 an Österreich kam, waren im östlichen Teile des Landes über 90 Salzsiedereien vorhanden, die meisten derselben wurden nach und nach aufgelassen und heute stehen außer den beiden Steinsalzgruben Wieliczka und Bochnia im Westen nur folgende neun Sudsalinen in Ostgalizien in Betrieb: Lacko, Stebnik, Drohobycz, Bolechow, Dolina, Kalusz, Delatyn, Lanczyn und Kosow. Im Jahre 1895 wurden von den sämtlichen galizischen Salinen 894.948 *q* Speisesalz, und zwar 411.285 *q* Steinsalz und 483.663 *q* Sudsalz und außerdem 399.729 *q* Industriesteinsalz erzeugt. Ferner wurden in Kalusz 29.078 *q* Kainit gewonnen.

Die leicht löslichen, sogenannten Abraumsalze, welche für Landwirtschaft und Industrie von so großer Bedeutung sind, fehlen den im Abbau befindlichen galizischen Lagerstätten mit Ausnahme derjenigen von Kalusz. Dort aber wurden Kainit- und Sylvinlager schon im Jahre 1853 entdeckt und in den Jahren 1868 bis 1874 abgebaut. Einer im großen Stile geplanten Ausbeutung dieser Kaluszer Lagerstätte bereitete die Börsenkrise des Jahres 1873 ein vorzeitiges Ende und erst 1887 wurde die Gewinnung des Kainites in Kalusz neuerdings aufgenommen, doch keineswegs in sehr großer Ausdehnung. Im Jahre 1895 wurden, wie oben bemerkt, nur wenig über 29.000 *q* im Verkaufswerte von 29.000 Gulden gewonnen. Es fehlt übrigens nicht an Anzeichen, daß Kalisalzlagerstätten in jener Gegend vielleicht etwas größere Verbreitung besitzen, als gewöhnlich angenommen

[1]) E. TIETZE. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1887, XXXVII. Bd., S. 423—834. — Über Wieliczka vergl. S. 612—690.

wird. So macht NIEDŹWIEDZKI darauf aufmerksam, daß die Mineralquellen von Morszyn, einem zirka 40 *km* in WNW-Richtung von Kalusz entfernten Orte, in diesem Sinne gedeutet werden können. Die Quelle „Bonifacy" enthält nach der Analyse von Professor RADZISZEWSKI neben 7% Chlornatrium über 1·1% Kali- und 1·6% Magnesiasalze (Chloride und Sulfate), welcher Gehalt aller Wahrscheinlichkeit nach, wie dies bereits auch Professor SZAJNOCHA hervorhob, von der Auslaugung einer Kalisalzlagerstätte herrühren dürfte. NIEDŹWIEDZKI betont ferner, daß das Kaluszer Salzgebirge wahrscheinlich von einem isolierten Wasserbecken gebildet wurde, welches durch einen zeitweise überflutenden und schlammführenden Zufluß gespeist wurde, der den See zuerst zu einem salzabsetzenden und dann schließlich zu einem mit Kali- und Magnesiasalzen gesättigten machte, so daß schließlich auch diese Salze zum Absatz kommen mußten. „Jedenfalls" — meint NIEDŹWIEDZKI — „wird uns die Entstehung dieser Salzabsätze, was die klimatischen Bedingungen ihrer Genese betrifft, verständlicher sein, wenn wir daran festhalten können, daß zu ihrem Bildungsgebiete von Norden her kein Meer, sondern eine trockene Landfläche angrenzte, wie es das von senonen Mergelkalken aufgebaute podolische Gebiet wohl zur Zeit des Untermiocäns gewesen sein konnte, nicht aber während des ganzen Obermiocäns, da es während dieses Zeitabschnittes Wasserbedeckung hatte."[1])

Erdwachs (Ozokerit) findet sich im Salzton Ostgaliziens an mehreren Stellen, so in Boryslaw und Truskawiec bei Drohobycz sowie in Starunia und Dzwiniacz bei Nadworna. Aber nur an der erstgenannten Stelle wird Ozokerit in größerer Menge gewonnen. Ein überstürzter Raubbau, durch welchen Boryslaw zu einer traurigen Berühmtheit gelangt ist, hat auf einem Flächenraum von nur 150 Joch nicht weniger als 12.000 Schächte entstehen lassen, in welchen die Arbeit teilweise geradezu mit Lebensgefahr verbunden war. Das Erdwachs bildet teils regelmäßige Schichten, teils füllt es Klüfte im Gestein, in welche es als weicher Körper durch den Gebirgsdruck eingepreßt worden sein mag. Über seine Herkunft sind die Ansichten geteilt. Nach einer Hypothese hätten wir es in diesem plastischen, gelbbraun bis hyazintrot gefärbten Körper, der aus etwa 84% Kohlenstoff und 16% Wasserstoff besteht und ein Gemenge von verschiedenen Kohlenwasserstoffen darstellt, die zwischen 56° und 82° C. schmelzen, mit verändertem Erdöl zu tun, das aus älteren, petroleumführenden Schichten stammt und später in den Salzton des Schlier eingewandert ist; ungleich wahrscheinlicher aber ist es, daß diese Erdwachsbildungen im Salzton selbst entstanden sind. OCHSENIUS gibt für die gleichzeitige Bildung von Salzlagern und Erdöl eine sehr befriedigende Erklärung, welche das massenhafte Zugrundegehen von Meeresorganismen, durch deren Umwandlung sodann Erdöl in jener Weise entstehen konnte, wie dies die ENGLERschen Versuche zeigen, auf Vergiftung durch angesammelte Mutterlauge zurückführt, die zuweilen aus den durch

[1]) J. NIEDŹWIEDZKI. Das Salzgebirge von Kalusz in Ostgalizien. Lemberg 1891.

Barrenbildung unvollkommen isolierten, salzabscheidenden Meeresteilen ausbricht. Wenn sonach theoretische Gründe die autochtone Bildung der Kohlenwasserstoffe des Ozokerites im galizischen Salzton wahrscheinlich machen, so läßt sich für diese Annahme wohl auch die Tatsache geltend machen, daß der Schlier in Oberösterreich zwar weder feste noch flüssige, wohl aber sehr viel gasförmige Kohlenwasserstoffe liefert, welche in den Gasbrunnen von Wels ebenso industriell verwertet werden, wie dies in Pennsylvanien mit den Erdölgasen geschieht.

Die Ozokeritproduktion Galiziens ist auch heute, nachdem die erträgnisreichsten Jahre für Boryslaw schon vorüber sind, noch sehr beträchtlich und der Wert des für die Paraffin- und Ceresinerzeugung so wichtigen Produktes ein sehr hoher. Im Jahre 1895 wurden in Galizien 67.655 *q*

Fig. 7. Das Ozokerit-Bergwerk Boryslaw.

Ozokerit im Werte von 1,860.119 Gulden (3,720.238 *K*) gewonnen, von welchen über 60.000 *q* auf Boryslaw allein entfallen.

Der Gesamtwert des in dem dreißigjährigen Zeitraume vom 1863 bis 1892 in Galizien gewonnenen Erdwachses wird auf mindestens 60 Millionen Gulden geschätzt, wovon auf Boryslaw allein 59 Millionen Gulden entfallen.

Sowohl die dem „Salzton" angehörigen Ozokeritvorkommnisse von Boryslaw als die Schichten von Wels, welchen die dortigen Ausströmungen von gasförmigen Kohlenwasserstoffen entstammen, werden gewöhnlich dem „Schlier" zugerechnet. Es muß jedoch die Möglichkeit, in diesen Bildungen einen älteren, oligocänen Horizont zu erkennen, wenigstens mit einigen Worten berührt werden. Schon 1896 hat A. Rzehak gezeigt, daß die früher für Schlier gehaltenen „Niemtschitzer Schichten" in Mähren ein höheres

geologisches Alter besitzen,[1]) und TH. FUCHS ist neuerdings geneigt, diesen Niemtschitzer Schichten außer den schon von RZEHAK zu seinem oligocänen Horizonte gerechneten versteinerungsreichen Schichten von Nieder-Hollabrunn und Hollingstein nördlich von Stockerau in Niederösterreich, deren Fauna durch E. KITTL beschrieben werden wird, auch die 1874 von ihm (FUCHS) als Schlier geschilderten Mergel von Hall in Oberösterreich mit *Axinus sinuosus*, *Solenomya Doderleini* und einer großen *Lucina*, ähnlich der *L. globulosa*, zuzurechnen, eine Auffassung, welche freilich noch sehr der näheren Begründung bedarf.[2])

Die oben erörterten Salzvorkommnisse Galiziens folgen dem Nordfuße der Karpaten. Die Schichten des Schlier sind hier durch das nordwärts vordringende Gebirge gestört und zusammengeschoben, aber diese am Fuße der Karpaten gefalteten Schichten nehmen in flacher Lagerung einen großen Raum des vorliegenden, galizischen Flachlandes ein, ja sie erstrecken sich, wie aus den Beobachtungen von KONTKIEWICZ ersehen werden kann,[3]) auch nördlich von der Weichsel in den südöstlichen Teil des Königreiches Polen. Hier liegen über der Kreide graue Mergel mit *Ostrea cochlear*, *Pecten cristatus* und *Pecten Coheni* und darüber folgt Gips. Diese Schichten dürfen als Äquivalente des galizischen Salztones betrachtet werden. Eben dieselbe durch das häufige Vorkommen von Pectines und das Auftreten des Gipses gekennzeichnete Serie tritt in großer Erstreckung in Galizien auf. In der Gegend von Lemberg hat sie LOMNICZKI untersucht[4]) und HILBER[5]) zeigt in seinen eingehenden Studien, daß im mittleren Teile Ostgaliziens unter dem Gips *Pecten denudatus* und *Pecten Coheni* neben manchen in die zweite Mediterranstufe aufsteigenden Arten auftreten, während über dem Gips die typische zweite Mediterranstufe entwickelt ist. Sehr mit Unrecht hat man gerade HILBERS Beobachtungen, welche durch sehr eingehende paläontologische Untersuchungen ergänzt wurden,[6]) zum Ausgangspunkt jener Erörterungen genommen, in welchen man die Altersverschiedenheit der beiden Mediterranstufen in Zweifel zog. Der Verfasser kann an dieser Stelle um so eher auf die Erörterung dieses Gegenstandes verzichten, als er bereits

---

[1]) A. RZEHAK. „Die Niemtschitzer Schichten." Ein Beitrag zur Kenntnis der karpatischen Sandsteinzone Mährens. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn, XXXIV, 1896.

[2]) TH. FUCHS. Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen aus Mähren, nebst Bemerkungen über einige mutmaßliche Äquivalente der sog. „Niemtschitzer Schichten". Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. CXI, 1902, S. 433—445.

[3]) STAN. KONTKIEWICZ. Kurzer Bericht über die von ihm ausgeführten geologischen Untersuchungen im südwestlichen Teile des Königreiches Polen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 66—69.

[4]) M. LOMNICKI. Einiges über die Gipsformation in Ostgalizien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1880, S. 272—275.

[5]) V. HILBER. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXII, 1882, S. 292—297.

[6]) V. HILBER. Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VII, 6. Heft, 1882.

1882 die stratigraphischen und paläontologischen Verhältnisse der Baranower und Kaiserswalder Schichten eingehend besprochen hat.[1])

Die Salzzone am Außenrande der Karpaten setzt von der Landesgrenze der Bukowina durch die Moldau fort und dort, wo das Kettengebirge sich bereits gegen Westen gebogen hat, liegt nördlich von Ploesći in der Walachei Schlier an dem gegen Südost gekehrten Gebirgsrand. Auch in der weiten pannonischen Ebene findet sich Schlier und in dem siebenbürgischen Kessel liegt eine salzreiche, den Fuß der umschließenden Gebirge begleitende Zone, in welcher nur an der Südseite eine erhebliche Unterbrechung stattfindet. Auf die Diskussion der riesigen, in stockförmigen Massen auftretenden Salzlager von Parajd, Deesackna, Thorda, Máros-Ujvar und Vizackna kann hier selbstverständlich nicht näher eingegangen werden, wohl aber sei auf jenes Profil der Tertiärablagerungen bei Zsibó besonders aufmerksam gemacht, in welchem K. Hofmann an jener Stelle, wo der Szamosfluß aus dem siebenbürgischen Kessel nach Ungarn übertritt, den Schlier mit *Aturia Aturi*, den Meeresbildungen der ersten Mediterranstufe, aufgelagert fand.

Wir kehren nunmehr zu der inneralpinen Niederung von Wien zurück, in welcher, wie bereits oben erwähnt, Schlierablagerungen auftreten, und zwar an mehreren Stellen des ungarischen Anteils dieser Niederung. Seit 1884 bekannt, hat der Schlier der Ziegeleien von Walbersdorf (Borbolya) im Ödenburger Komitat in der Literatur vielfach Erörterungen in faunistischer und stratigraphischer Hinsicht gefunden. Er birgt eine reichere Fauna als sie sonst im Schlier aufzutreten pflegt und gerade so wie in Ottnang erscheinen neben den für Schlier bezeichnenden Resten, wie *Solenomya Doderleini*, *Pecten denudatus*, *Brissopsis Ottnangensis*, *Aturia Aturi* u. a. m., auch manche im Tegel von Baden heimische Conchylien. Gleiches gilt für den Tegel von Neudorf (Ujfalu) an der March, welchen Schaffer[2]) näher untersucht hat. Ein paar hundert Meter nördlich von dem Bahnhofe der Station Theben-Neudorf (Dévény-Ujfalu) liegt eine große Tegelgrube der Wienerberger Ziegelwerke, aus welcher mehrere für den Ottnanger Schlier bezeichnende Formen, wie *Brissopsis Ottnangensis*, *Cryptodon subangulatus*, *Terebra Fuchsii*, *Leda subfragilis* angeführt werden. Von besonderem Interesse ist eine von Schaffer als *Pholadomya Fuchsi* geschilderte, auch im Schlier von Walbersdorf auftretende Form. An der letztgenannten Lokalität ist der Schlier in zwei großen Ziegeleien, von welchen die eine sich im fürstlich Esterhazyschen Besitz, die andere in jenem des Herrn J. Prost in Walbersdorf befindet, aufgeschlossen. Auf die zahlreichen und teilweise verschiedene Meinungen vertretenden Veröffentlichungen, welche sich mit

[1]) R. Hoernes. Ein Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresablagerungen der Steiermark. Mitt. d. naturwissensch. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1882, Graz 1883, S. 198 bis 208.

[2]) Fr. Schaffer. Der marine Tegel von Theben-Neudorf. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLVII, 1897, S. 533—548.

der Fauna des Walbersdorfer Schliers und der stratigraphischen Stellung desselben beschäftigen, soll hier nicht weiter eingegangen werden. In der Ziegelei des Herrn PROST wurde 1899 der Fund eines recht vollständigen Wal-Skelettes von etwa 7 *m* Länge gemacht. Dank der Fürsorge des Besitzers wurde der Rest sorgsam ausgegraben und harrt nun in Budapest der näheren Untersuchung und Beschreibung, welche um so größeres Interesse erwecken wird, als sie den Rest eines echten Wales aus den tieferen Miocänschichten zum Gegenstande hat. Auch an mehreren anderen Stellen des Ödenburger Komitates findet sich Schlier mit den bezeichnenden, in Walbersdorf beobachteten Versteinerungen, so nächst dem Bahnhofe der Station Marcz-Rohrbach (Marcz-Nadasd) und bei Ödenburg (Sopron) selbst. Die merkwürdige *Pleurotoma (Clinura) Sopronensis M. Hoern.*, welche seit längerer Zeit von Ödenburg bekannt ist, stammt aus diesen Schlierablagerungen.

III. Abschnitt.

Die zweite Mediterranstufe.

(Vindobonien Depéret.)

Die Gliederung der Meeresbildungen dieser Stufe, welche DEPÉRET treffend »*Vindobonien*« genannt hat, da sie in der inneralpinen Niederung von Wien zur reichsten und mannigfachsten Entwicklung gelangte, können wir auch am besten in der Umgebung der Reichshauptstadt studieren, obwohl die tiefsten, von den übrigen Ablagerungen dieser Stufe zweckmäßig zu sondernden Bildungen, die Schichten von Grund, hier nur in geringer Ausdehnung zur Ablagerung gekommen sind. Sie fehlen indessen nicht und treten in einem seit langem bekannten, schon 1850 von ČŽJŽEK[1]) geschilderten Vorkommen zu Mauer nächst Wien in sehr bezeichnender Weise auf. Nach dem genannten Beobachter kam dortselbst in einer Tiefe von nahezu 12 Klaftern über Braunkohle eine große Menge von *Cerithium lignitarum* vor. Später erörterte KARRER[2]) diese Fundstelle und sprach die Meinung aus, daß man es mit einer brackischen Tegelfazies der sarmatischen Stufe zu tun habe. Nach neueren Darlegungen von TOULA[3]) kann es keinem Zweifel unterliegen, daß diese angeblich sarmatischen Schichten dem Grunder Horizont angehören.

Ehe wir indessen zur Betrachtung dieses Horizontes als der älteren Abteilung der zweiten Mediterranstufe schreiten, haben wir einen Blick auf

[1]) ČŽJŽEK in Mitteilungen der Freunde der Naturwissenschaften, herausgegeben von HAIDINGER, VII. Bd., p. 111.

[2]) F. KARRER, Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung, IX. Bd. d. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, 1877, p. 328—329.

[3]) F. TOULA, Eine marine Fauna von Mauer bei Wien. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1893, Bd. I, p. 97.

die bereits eingangs erwähnten braunkohlenführenden Süßwasserablagerungen zu werfen, welche dem Grunder Horizont vorangehen.

Es ist die Stufe der Lignite von Pitten, welche auch sonst in der inneralpinen Niederung von Wien an einigen anderen Stellen, so auf der Jaulingwiese bei Baden und an dem bereits erwähnten Punkte bei Mauer, nachgewiesen ist, im angrenzenden ungarischen Gebiete zu Brennberg und Ritzing unweit Ödenburg in größerem Maßstabe kohlenführend auftritt und zumal in der Grazer Bucht große Braunkohlenlager aufweist. Die Lignite von Köflach und Voitsberg, die Kohlen von Eibiswald und Wies nebst zahlreichen kleineren Vorkommnissen sind hier zu nennen. Bezeichnend für diese Lignitstufe sind vor allem die durch Peters[1]) geschilderten Wirbeltierreste von Eibiswald-Wies, dann die durch Ettingshausen[2]) beschriebenen Pflanzen von Parschlug, Schönegg und anderen Fundorten, endlich die Binnenconchylien des Süßwasserkalkes von Rein, mit welchen uns Gobanz[3]) und Penecke[4]) bekannt gemacht haben.

Die Säugetierfauna von Eibiswald, wie wir sie nach jenem Fundorte nennen können, von welchem Peters so zahlreiche wohlerhaltene Reste schilderte, ist seit langer Zeit als ident mit jener von Sansan erkannt. Es ist die Fauna mit *Mastodon angustidens Cuv.* und *Rhinoceros Sansaniensis Lartet.* Die von steirischen Fundorten herrührenden Reste des genannten *Mastodon* hat Vacek[5]) geschildert und hiedurch eine wesentliche Lücke der älteren Darstellungen der Fauna ausgefüllt. Weitere Ergänzungen lieferten manche innerhalb der steirischen Berge gelegenen Braunkohlenbecken, von denen zumal jenes von Göriach eine reiche Ausbeute an Wirbeltierresten lieferte. Demgemäß konnten die Schilderungen von Hofmann,[6]) Redlich[7]) und Toula[8]) noch manche bezeichnende Säugetierformen den früher bekannten

---

[1]) K. F. Peters. Zur Kenntnis der Wirbeltiere aus den Miocänschichten von Eibiswald. I. Die Schildkrötenreste, II. Amphicyon, Viverra, Hyotherium, III. Rhinozeros, Anchitherium. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. 29. u. 30. Bd., 1868 u. 1869.

[2]) C. v. Ettingshausen. Beiträge zur Kenntnis von Parschlug in Steiermark. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., 38. Bd., 1877. — Die fossile Flora von Leoben in Steiermark, ebendaselbst, Bd. 54, 1888. — Die fossile Flora von Schönegg bei Wies in Steiermark, ebendaselbst, Bd. 57 u. 58, 1890 u. 1891.

[3]) J. Gobanz. Die fossilen Land- und Süßwassermollusken des Beckens von Rein in Steiermark. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., XIII, 1854, p. 180.

[4]) K. A. Penecke. Die Molluskenfauna des untermiocänen Süßwasserkalkes von Rein in Steiermark. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1891, p. 346—368.

[5]) M. Vacek. Über österreichische Mastodonten. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VII, Heft 4, 1877.

[6]) A. Hofmann. Die Fauna von Göriach. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XV, Heft 6, 1893; sowie Beschreibung von Säugetierresten von Voitsberg, Steieregg, Vordersdorf, Labitschberg, Feisternitz etc. im Jahrb. derselben Anstalt, 1887, 1888, 1890 u. 1892.

[7]) K. A. Redlich. Eine Wirbeltierfauna aus dem Tertiär von Leoben. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 1898.

[8]) F. Toula. Über einige Säugetierreste von Göriach bei Turnau (Bruck a. M., Nord) in Steiermark. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXIV, 1884, p. 385. — Ferner: Über

hinzufügen, so daß sich uns das Bild einer überaus reichen und mannigfachen Säugetierfauna von tropischem Charakter enthüllt, die damals bei uns heimisch war. Neben *Mastodon angustidens* finden sich mehrere Rhinozerosarten, ein stattlicher Tapir, Moschustiere, zahlreiche Hirsche mit einfachem Gabelgeweih (*Dicroceros*) und solche mit entwickelterem Hauptschmuck (ein großes mehrspitziges Geweihfragment von Göriach gehört wohl dem *Palaeomeryx eminens* an, von dem man früher glaubte, daß er geweihlos sei), Schweine (*Hyotherium*), ein Angehöriger des Pferdestammes (*Anchitherium*), zahlreiche Raubtiere (*Amphicyon*, *Dinocyon*, *Ursavus*, *Viverra*, *Lutra*) und menschenähnliche Affen.

Mannigfache Schildkröten (*Trionyx*, *Chelydropsis*, *Emys*) und Krokodile (*Crocodilus Steineri* und *Alligator styriacus Hofm.*[1]) belebten jene Sümpfe und Seen, deren Ufer in so großer Zahl von harmlosen Pflanzenfressern und diesen nachstellenden Raubtieren aufgesucht wurden. Dank den Forschungen Ettingshausens können wir uns auch von der reichen Vegetation, welche jene Ufer schmückte, eine recht gute Vorstellung machen. Peters gibt von den Zuständen, welche damals in Mittelsteiermark herrschten, eine farbenprächtige Schilderung, mit der ich nicht zu wetteifern wage.[2])

Nüchterne Zahlen lassen uns am besten die volkswirtschaftliche Bedeutung der Braunkohlenschätze beurteilen, die damals zur Ablagerung kamen. Das Voitsberg-Köflacher Revier weist eine Jahresproduktion von über 6 Millionen Meterzentner Braunkohle auf, das Wies-Eibiswalder eine solche von $1^1/_2$ Millionen, das Kohlenbecken von Leoben bei 3 Millionen, jenes von Fohnsdorf-Sillweg an 4 Millionen. Manche kleinere Becken, wie jenes von Rein, sind bereits erschöpft, andere, wie jenes von Göriach, harren erst der Ausbeutung in größerem Stile. Die Kohlen, welche durch die in den Flötzen selbst oder in den Hangendschichten eingebetteten organischen Reste als ungefähr gleichalterig oder doch derselben Bildungsepoche angehörig gekennzeichnet werden, sind freilich an Aussehen und Brennwert sehr verschieden. Dies hat früher zu der irrigen Meinung Anlaß gegeben, daß die minderwertigen Lignite ein geringeres Alter besäßen als die schwarzen Glanzkohlen, wie sie zumal im Eibiswald-Wieser Revier auftreten, eine Meinung, welcher schon Stur huldigte, indem er Eibiswald-Wies mit Sotzka zusammenzog,[3]) während er die Süßwasserschichten mit Braunkohlen („Schichten von Rein und Köflach“) für jünger hielt und mit den innerhalb der Alpen vorkommenden Braunkohlenbildungen von Parschlug, Turnau, Leoben, Fohnsdorf u. s. w. vereinigte.[4]) Ich selbst habe ähnliche Ansichten ver-

---

Amphicyon, *Hyaemoschus* und *Rhinoceros* (*Aceratherium*) von Göriach. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 90. Bd., 1884, p. 406.

[1]) A. Hofmann. Crocodiliden aus dem Miocän der Steiermark. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orientes, Bd. V, 1885.

[2]) K. F. Peters. Die Donau und ihr Gebiet. Leipzig 1876, p. 201–207.

[3]) D. Stur. Geologie der Steiermark, p. 537–549.

[4]) Ibidem, p. 574–581.

treten, ja sogar die Vermutung ausgesprochen, daß die Lignite von Köflach-Voitsberg der sarmatischen Stufe angehören könnten,[1]) ausgehend einerseits von der Tatsache, daß die Säugetierfauna, welche die Stufe von Eibiswald-Pitten charakterisiert, ohne wesentliche Änderung während der Ablagerung der Meeresbildungen der zweiten Mediterranstufe bis in die sarmatische Stufe andauert, anderseits aber deshalb, weil ich auf die verschiedene Qualität der Kohle allzu großes Gewicht legte und sie nur durch Altersverschiedenheit erklären zu können glaubte. Eine große Unsicherheit herrschte auch lange Zeit hinsichtlich des geologischen Alters des Süßwasserkalkes von Rein. UNGER, der sich zuerst mit demselben beschäftigte, hielt ihn für Obereocän, indem er die Conchylien und Pflanzenreste von Rein für ident mit solchen der oberen Süßwasserformation des Pariser Beckens erklärte,[2]) GOBANZ wies zuerst das miocäne Alter nach, FUCHS hat ihn später für noch jünger, für pontisch, erklären wollen,[3]) wogegen STANDFEST an dem untermiocänen Alter festhielt[4]) und endlich PENECKE durch seine genaue Untersuchung der Conchylienfauna von Rein ihre Zugehörigkeit zu SANDBERGERS Horizont der *Helix Ramondi* nachwies. Heute muß an der schon oben betonten zeitlichen Zusammengehörigkeit der aufgezählten Kohlenbildungen trotz der weitgehenden Verschiedenheit des Aussehens und Brennwertes der Kohlen festgehalten werden. Diese Differenz zwischen der glänzend schwarzen, muschelig brechenden Eibiswald-Wieser Kohle und dem braunen, häufig deutliche Holzstruktur zeigenden Voitsberg-Köflacher Lignit dürfte wohl der Hauptsache nach darauf beruhen, daß erstere von mächtigen Sedimenten überdeckt wurde und eine viel weiter gehende Veränderung erlitt als die von Haus aus mächtigere Voitsberg-Köflacher Kohle, welche, nur von einer geringen Decke umhüllt, in größtem Maßstabe durch Tagbaue gewonnen werden kann, während die Wieser Kohle nur durch mehr minder tief reichenden Schachtbetrieb erschlossen wird. Die lokalen Verhältnisse begünstigten in dem einen Falle in abgeschlossenen Süßwasserbecken von kleinerem Umfange ungemein massige Zusammenschwemmungen von pflanzlichem Material, ohne daß mächtigere Deckschichten gebildet wurden, in dem andern Falle wurden die Pflanzenleiber in einer weniger mächtigen Schicht auf größerem Areal ausgebreitet und mit gewaltigen Sedimentmassen überschüttet. Auch dürfte wohl bei einzelnen Becken, wie z. B. jenem von Rein, die Vegetation, welche das Material für die Kohlenbildung lieferte, eine minder günstige, etwa nach Art der heutigen Torfmoore gewesen sein, was wohl die ungleich schlechtere Qualität der betreffenden Flötze am einfachsten erklären würde.

---

[1]) R. HOERNES. Die fossilen Säugetierfaunen der Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1877, p. 52—75.

[2]) F. UNGER in GUSTAV SCHREINER. Grätz, 1843, p. 79.

[3]) TH. FUCHS. Über ein neues Vorkommen von Süßwasserkalk bei Czeikowitz in Mähren. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1880, p. 162—164.

[4]) F. STANDFEST. Über das Alter der Schichten von Rein in Steiermark. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1882, p. 176.

An einzelnen Stellen, wie am Labitschberg bei Gamlitz, sieht man, wie Hilber[1]) gezeigt hat, die Cerithiensande mit den für die Grunderschichten bezeichnenden Formen: *Cerithium bidentatum* (*Defr.*) *Grat.*, *Cer. Duboisi M. Hoern.*, *Pyrula cornuta Ag.* u. a. m. unmittelbar die dort wenig mächtigen Glanzkohlen überlagern.

In der Nähe von Brünn, gerade dort, wo das Zwittawatal die Ebene erreicht, hat A. Rzehak über dem Schlier Binnenbildungen nachgewiesen, welche größeres Interesse erregen, da sie bezeichnende Conchylien der Kirchberger Süßwasserschichten enthalten.[2]) Rzehak hat in diesen „*Oncophora-Sanden*" Geschiebe von Schlier mit *Aturia* gefunden, es muß also der Ablagerung des Schlier eine Unterbrechung des Absatzes und eine teilweise Zerstörung der älteren Schichten gefolgt sein. Auch in Niederösterreich treten die „Grunderschichten" gerade in jener Gegend, welche für die Kenntnis der Fauna dieses Horizontes das größte Material lieferte und demselben auch von einer unbedeutenden kleinen Ortschaft den Namen verlieh, in größeren und kleineren Taschen im Schlier auf, der sonach eine Zerstörung erlitt, bevor die untersten marinen Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe gebildet wurden. Die Sande von Grund zeigen an diesen Stellen einen außerordentlichen Reichtum an Conchylien, es ist aber bemerkenswert, daß fast alle Schalen die Spuren mehr oder minder weitgehender Abrollung zeigen und daß den Meeresconchylien, welche insgesamt Seichtwasserformen sind, in sehr bedeutender Zahl Brackwasserformen (Cerithien aus den Gruppen *Clava* und *Potamides*), Süßwasser- (*Melanopsis*) und selbst Landconchylien (*Helix*) beigemengt sind. Auch an anderen Orten läßt die Fauna der Grunderschichten nicht selten einen ausgesprochenen Brackwassercharakter erkennen. Die oft erwähnten größeren Cerithien: *Clava bidentata* (*Defr.*) *Grat.* und *Tympanotomus Duboisi M. Hoern.*, welche zu den häufigsten und bezeichnendsten Formen des Horizontes gehören, sind oft in ungemein großer Individuenzahl von kleineren *Potamides*-Arten begleitet, welche gleichfalls für Brackwasser bezeichnend sind, auch *Melanopsis* findet sich nicht selten. Den Sanden von Grund in Niederösterreich entspricht in Bezug auf den lithologischen Charakter der Ablagerung (feiner, glimmerreicher, gelber Quarzsand) wie hinsichtlich der Fauna auf das genaueste der Sand von Ritzing im Ödenburger Komitat und der bereits erwähnte Sand von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark, welcher im unmittelbaren Hangenden der Kohle des Labitschberges auftritt. In der Grazer Bucht sind übrigens die Äquivalente des Grunder Horizontes weit verbreitet, zeigen aber zumeist etwas abweichende, mehr tegelige

[1]) V. Hilber. Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 27. Bd., 1877, p. 251—270.

[2]) A. Rzehak. Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärform. im außeralpinen Wiener Becken. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn, XXI, 1883. — F. Sandberger. Die Kirchberger Schichten in Österreich. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1883, p. 208—210.

Beschaffenheit. Die Fauna dieses Florianer Tegels hat V. HILBER eingehend geschildert[1]) und gezeigt, daß sie trotz der etwas abweichenden Beschaffenheit der Fazies die Zugehörigkeit zu dem in Rede stehenden Niveau bestätigt. Teilweise mehr Ähnlichkeit mit den Sanden von Grund zeigen die durch Primarius Dr. A. HOLLER in der Umgebung von Wetzelsdorf entdeckten und ausgebeuteten, ungemein versteinerungsreichen Schichten.[2]) An manchen Stellen gleichen sie durch Vorherrschen des Sandes und das Auftreten der Cerithien in Gesellschaft der großen *Pyrula cornuta* sehr dem Sande von Gamlitz, an anderen gibt zunehmende tonige Beimengung größere Ähnlichkeit mit dem Florianer Tegel und an einzelnen, so gerade in Wetzelsdorf selbst, treten Tegel auf, zu deren bezeichnendstem Fossil ein großer Strombide: *Rostellaria dentata Grat.* gehört, eine Form, die im Wiener Becken zu den größten Seltenheiten gehört, hier aber ziemlich häufig und in ausgezeichneter Erhaltung auftritt, so daß man geradezu von einem „Rostellarien-Tegel" sprechen kann. Eine andere, der Familie der *Strombidae* angehörige, große und reich ornamentierte Form: *Pereiraïa Gervaisi Vez.* kennzeichnet unser Niveau in der Tegelfazies Unterkrains, aus welcher STACHE[3]) vor längerer Zeit eine *Turritella* als *T. carniolica* namhaft machte, die HILBER später in seiner Schilderung der *Pereiraïa*-Schichten Krains[4]) unter diesem Namen beschrieb, obwohl ihm die Identität mit *Turritella rotifera Lamck* keineswegs verborgen blieb, zumal TOURNOUER den Irrtum DESHAYES, der die LAMARCKsche Form mit falscher Fundortangabe als eocäne Art beschrieb, längst richtiggestellt hatte, und die *Turritella carniolica* aus Unterkrain vollkommen mit den von TOURNOUER vom Mont Léberon[5]) und von MANZONI aus Oberitalien[6]) geschilderten und zur Abbildung gebrachten Exemplaren der *Turr. rotifera* übereinstimmt. Jene Tegelgebilde Unterkrains, welche außer der genannten *Turritella* und der sehr häufig in ausgezeichneter Erhaltung vorkommenden *Pereiraïa*[7]) eine sehr reiche, vorwaltend aus Gasteropoden bestehende Conchylienfauna führen, nehmen in dem Tiefland

[1]) V. HILBER. Die Miocänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Salm in Steiermark. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 28. Bd., 1878, S. 505—580, sowie „Neue Conchylien a. d. mittelsteierischen Mediterranschichten". Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissensch. 79. Bd., 1879. Vergl. auch K. BAUER. Zur Conchylienfauna des Florianer Tegels. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1899, S. 19—47.

[2]) A. HOLLER. Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelsdorf bei Preding in Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1899, S. 48—71.

[3]) G. STACHE. Die neogenen Tertiärbildungen in Unterkrain. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1858, S. 378.

[4]) V. HILBER. Fauna der *Pereiraïa*-Schichten von Bartelmä in Unterkrain. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 101. Bd., 1892, S. 1005.

[5]) GAUDRY, FISCHER et TOURNOUER. Animaux fossiles du mont Léberon. Paris 1873, p. 137.

[6]) MANZONI. Della Fauna marina di due lembi miocenici dell' alta Italia. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., 1869.

[7]) R. HOERNES. *Pereiraïa Gervaisi Vez.* von Ivandol bei St. Bartelmä in Unterkrain. Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums, Bd. X, Wien 1895.

der Gurk und Save einen ziemlich bedeutenden Raum ein. Die bezeichnende *Pereiraïa* konnte durch GORJANOVIĆ-KRAMBERGER auch im benachbarten Kroatien nachgewiesen werden,[1]) während sie viel früher schon durch BOECKH aus Mittelungarn beschrieben worden war.[2]) Überall stimmt diese bezeichnende, große und schöne Form mit den auch anderwärts im gleichen Niveau in Südfrankreich, Spanien und Portugal beobachteten Gehäusen überein und stellt sohin auch eines der wichtigsten Leitfossilien des Grunder Horizontes dar.

Wir müssen an dieser Stelle, ehe wir auf die mannigfachen Gebilde der jüngeren Abteilung der zweiten Mediterranstufe eingehen, noch einen kurzen Blick auf die Verbreitung der Grunder Schichten in jenem Gebiete machen, welches Gegenstand unserer näheren Betrachtung ist. Bereits eingangs wurde des weiten Eingreifens der Grunder Schichten in die Täler der Alpen gedacht. Diese Bildungen treten heute oft ziemlich isoliert oder selbst gänzlich abgeschnürt von jeder Verbindung mit anderen gleichzeitigen Ablagerungen auf. Dies gilt beispielsweise von den versteinerungsreichen Miocänablagerungen des Lavanttales in Kärnten, die, seit langem bekannt, durch C. A. PENECKE eine genauere Schilderung erfuhren.[3]) Noch merkwürdiger ist das Vorkommen an der Südseite der Cima d'Asta. Hier liegt an der großen, weithin verfolgbaren Störungslinie am Monte Civerone eine abgerissene vertikale Scholle mit Lignit, mit *Cerithium bidentatum*, *Panopaea* und anderen Versteinerungen, eingekeilt zwischen den Massen der mesozoischen Kalke.

Während in diesen ins Innere der Alpen eingreifenden Vorkommnissen, wie in der Grazer Bucht und in der inneralpinen Niederung von Wien, ebenso wie in der von Mähren tief ins Böhmische Massiv bis Böhmisch-Trübau sich hinziehenden schmalen, etwa 85 *km* langen Bucht die Transgression, welche den Beginn der zweiten Mediterranstufe einleitet, unverkennbar zum Ausdruck gelangt, fehlen Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe in sehr auffallender Weise in jenem zwischen dem Böhmischen Massiv und den Alpen sich erstreckendem Gebiet, welches ein Meeresarm der ersten Mediterranstufe eingenommen hatte. E. SUESS verweist auf den auffallenden Gegensatz im Auftreten der zweiten Mediterranstufe im alpinen Teil der Niederung von Wien und in der außeralpinen Region derselben. Im alpinen Teil tritt die zweite Mediterranstufe als Umrandung auf und wird von jüngeren Schichten überlagert, welche die Mitte der Niederung einnehmen. Anders im außeralpinen Teil. Dort beschränkt sich die Umrandung fast ganz auf einzelne der Juraklippen und weder am Außenrande der alpinen Flysch-

[1]) GORJANOVIĆ-KRAMBERGER. Über das Vorkommen der *Pereiraia Gervaisi Vez.* sp. in Kroatien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1896, S. 142.

[2]) J. BOECKH. Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anstalt, III. Bd., 1874, S. 137.

[3]) C. A. PENECKE. Bemerkungen über das Miocän von Lavamünd. Jahrb. d. naturhist. Museums, Klagenfurt, XVIII.

zone noch am Rande der böhmischen Masse treten Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe auf. Diese ist vielmehr nur durch einzelne block- oder tafelförmige Massen vertreten, welche über dem Schlier sich erheben als Zeugen einer weitgehenden Denudation. Ein solcher Block ist der Buchberg. Es ist schwer, die westliche Ausbreitung des Meeres der zweiten Mediterranstufe mit Bestimmtheit zu ermitteln; es ist jedoch sicher, daß solche Ablagerungen nicht einmal bis zur Donaupforte der Wachau bei Krems sichtbar sind, während die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe rings um die Alpen bis ins Rhônetal reichen. „Dies sind" — sagt Suess — „die ersten Spuren der nun mehr und mehr zur Geltung gelangenden und bis zum heutigen Tage so bedeutungsvollen hydrographischen Abscheidung des Donautales von dem westlichen und südlichen Europa."[1])

Während die zweite Mediterranstufe nördlich von den Alpen viel geringere Ausdehnung besitzt als die erste Stufe, erreicht sie in nordöstlicher Richtung eine viel bedeutendere Verbreitung. Nördlich von den Karpaten bedeckte das Meer der zweiten Mediterranstufe die ganze Niederung Galiziens und reichte weit in das russische Gebiet hinein. Eine ausgedehnte Transgression erstreckte sich zu dieser Zeit von Galizien her über die russische Tafel.

Nach diesem Ausblicke auf die Verbreitung der Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe wollen wir ihre Bildungen dort näher kennen lernen, wo sie am mannigfachsten entwickelt und am genauesten studiert sind, in der inneralpinen Niederung von Wien. Die Mannigfaltigkeit der in verschiedenen Tiefen und unter lokal verschiedenen physikalischen Bedingungen des Bildungsortes abgelagerten Faziesgebilde ist ungemein groß. Der in tieferem Wasser abgelagerte blaue Tegel von Baden und Vöslau mit seinem enormen Reichtum an kleinen canaliferen Gasteropoden, unter welchen vor allem die Pleurotomen durch Zahl und Formenmannigfaltigkeit auffallen, der feine gelbe Muschelsand von Pötzleinsdorf, die an stark ornamentierten, größeren Conchylien reichen Mergel von Gainfahrn und Steinabrunn, die aus Lithothamnien-Zerreibsel und Celleporen bestehenden wohlgeschichteten Kalkbänke mit den zwischengelagerten Amphisteginenmergeln, die Sande mit Bryozen und Terebrateln, endlich die groben Strandconglomerate mit Austern, Pectines und Clypeastern — alle diese Ablagerungen kontrastieren in ihrer lithologischen Beschaffenheit wie in ihrer Fossilführung so sehr, daß man sie lange nicht als gleichzeitige Absätze eines und desselben Meeres anerkennen wollte. Lange wurde insbesondere durch D. Stur die Meinung verteidigt, daß der Tegel von Baden die älteste, der Sand von Pötzleinsdorf eine jüngere und der Leithakalk mit den ihm sich gesellenden Seichtwasserbildungen, welche in der älteren Literatur als „Tegel und Sand des Leithakalkes" bezeichnet wurden,[2]) die jüngste Abteilung in den marinen

[1]) Antlitz der Erde, I, S. 410.

[2]) M. Hoernes, Fossile Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, I, S. 712.

Schichten des Wiener Beckens darstelle. E. SUESS hat hingegen schon 1862 in seinem Werke über den Boden der Stadt Wien betont, daß die mannigfachen Gebilde der marinen Tertiärschichten des Wiener Beckens in einem und demselben Meere zu stande kamen. Ausgehend von der im heutigen Meere zu beobachtenden Sichtung des Materiales nach der verschiedenen Tiefe erklärt er,[1]) daß ähnliche Verhältnisse auch an den Abhängen unserer tertiären Meeresufer sich finden: „Das Gerölle liegt an der Strandlinie, weiter gegen die Mitte der feinere Sand, in der tiefen Mitte selbst das feinkörnigste Materiale, nämlich der Tegel. Wir betrachten also diese verschiedenen Gesteinsarten nur als verschiedene Ablagerungszonen eines und desselben Gewässers, ihre Verschiedenheit ist eben eine Folge der natürlichen Sichtung des Materiales und deutet nur auf die große Ruhe hin, unter der diese Bildungen entstanden sind.“ SUESS gibt auch die nachstehend reproduzierte schematische Darstellung des Auftretens der verschiedenen Faziesgebilde der marinen Schichten des Wiener Beckens:

Fig. 8. Durchschnitt der marinen Tertiärschichten am Rande des Beckens.
a Gerölle, b Nulliporenkalk, c Sand, d mariner Tegel.

Diese Ansicht, welche, wie schon bemerkt, durch STUR nicht angenommen, sondern auf das lebhafteste bekämpft wurde, haben die späteren, zumal von TH. FUCHS und F. KARRER ausgeführten eingehenden Studien mit aller erwünschten Sicherheit festgestellt. Ein großer Teil der von den Genannten im Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt veröffentlichten „Geologischen Studien in den Tertiärablagerungen des Wiener Beckens“ ist diesem Gegenstande gewidmet und von besonderem Belange ist eine in diesen „Studien“ im Jahre 1871 erschienene Abhandlung, welche die Gleichzeitigkeit der Bildung des Badener Tegels und des Leithakalkes eingehend darlegt.[2]) Wenn irgend ein Zweifel an den durch die Genannten sicher begründeten Gleichstellungen möglich wäre, fände er seine Zerstreuung durch F. KARRERS eingehende und sorgfältige Darstellung der zahlreichen Aufschlüsse, welche der Bau der Wiener Hochquellenleitung längs dem Westrande der inneralpinen Niederung lieferte.[3]) Wenn es den gegenteiligen Schriften STURS[4]) auch nicht gelang, die Altersverschieden-

[1]) E. SUESS. Der Boden der Stadt Wien, 1862, S. 50.

[2]) TH. FUCHS und F. KARRER. Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalke. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXI, 1871, S. 67—122.

[3]) F. KARRER. Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, IX.

[4]) D. STUR. Beiträge zur Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse der marinen

heit dieser Bildungen zu erweisen, so muß doch dankbar anerkannt werden, daß Stur durch sehr umfassende Aufsammlungen in den einzelnen Faziesgebilden und durch Veröffentlichung der Fossillisten der wichtigsten Fundpunkte wesentlich zur genaueren Kenntnis der marinen Tertiärbildungen des Wiener Beckens beigetragen hat.

Wir wollen diese Bildungen näher betrachten, indem wir vom einstigen Strande gegen die Tiefe vorschreiten und einzelne besonders charakteristische oder versteinerungsreiche Fundorte aufsuchen.

Die groben Conglomerate des Strandes lernen wir wohl am besten in den Brüchen bei Kalksburg kennen. Gröberer Sand und Meeresgeröll, zu einem groben Conglomerate verkittet, enthalten hier in großer Zahl organische Reste, aber freilich sind die meisten dickschaligen Seichtwasser-Muscheln und -Schnecken nur in Hohldrücken und Steinkernen vorhanden, wie gleiches auch bei dem später zu betrachtenden Leithakalke der Fall ist. Alle die großen *Conus-*, *Strombus-*, *Venus-*, *Pectunculus*-Formen sind nur in den Abformungen der Schale kenntlich, während diese selbst nur von den Austern und Pectines erhalten blieb. Bekanntlich rührt diese Erscheinung davon her, daß die aus Aragonit bestehenden Schalen der übrigen Molukken viel leichter löslich sind als die aus Calcit aufgebauten von *Ostrea* und *Pecten*. Das kohlensäurehältige Wasser, welches zwischen den Sandkörnern und Geröllen sich bewegte, hat die leichter löslichen Aragonitschalen zerstört — ihr kohlensaurer Kalk hat das Bindemittel für das Conglomerat geliefert, das aus den ursprünglich losen Strandanhäufungen entstanden ist. Die Gattung *Spondylus* besitzt eine Schale, deren äußerer Teil aus Calcit, deren innerer aus Aragonit besteht. Der letztere wurde zerstört, während der äußere erhalten blieb, gerade so wie die aus Calcit aufgebauten Gehäuse der Seeigel, von denen zumal *Clypeaster* in mehreren zum Teil sehr große Dimensionen erreichenden Arten häufig auftreten. Nicht selten begegnet man auch dem Hohlraum eines Holzstammes, in welchen die Ausgüsse von *Teredo*-Bohrungen hineinragen.

Der „Leithakalk“, der seinen Namen von dem an der ungarischen Grenze aufragenden, aus archaischen Gesteinen bestehenden Inselgebirge hat, das von den Bildungen der zweiten Mediterranstufe umsäumt wird, besteht der Hauptsache nach aus den kalkigen Skeletten einer Alge, des *Lithothamnium ramosissimum Rss. sp.*, welche früher dem Tierreich als „*Nullipora*“ zugerechnet worden war,[1]) während Haidinger geneigt war, die meisten als *Nullipora ramosissima* gedeuteten Reste als anorganische Bildungen zu betrachten.[2]) Fr. Unger wies dann, ausgehend von der

Stufe des Wiener Beckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XX, 1870, S. 303. — Zur Leithakalkfrage. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1871, S. 230.

[1]) A. v. Reuss in Haidingers naturw. Abh., II, S. 29, Taf. III, Fig. 10, 11.

[2]) W. Haidinger, Berichte der Freunde der Naturwissenschaften, IV, 1848, S. 442 bis 445.

Untersuchung der kalkabsondernden Algen, welche Philippi *Lithothamnium* nannte, nach, daß es sich um eine Pflanze handle[1]) und daß man im Leithakalke nicht, wie früher angenommen wurde, eine Korallriffbildung, sondern vielmehr eine „submarine Wiese“ zu sehen habe. Stur hat hervorgehoben, daß der Leithakalk auch nirgends die äußere Form der Korallriffe darbiete, sondern mächtige Decken darstelle, die oft auf große Strecken hin sich ausdehnen,[2]) eine Erscheinung, auf welche wir noch später zurückzukommen haben, da sie in der inneralpinen Niederung von Wien nicht so sehr in Erscheinung tritt als in Galizien, wo der Leithakalk im östlichen Teile

Fig. 9. In den oberen Steinbrüchen von Wöllersdorf. Blick gegen das Neustädter Steinfeld.
Nach einer Photographie von Philipp Hoernes.

des Landes eine weitausgedehnte Tafel bildet. In der Niederung von Wien umsäumt der Leithakalk sowohl das westliche Randgebirge des Wienerwaldes — dem Bruchrande der Wiener Thermenlinie folgend — als das östlich an der ungarischen Grenze aufragende Leithagebirge, das ihm den Namen gegeben hat. An vielen Orten ist er durch großartige Steinbrüche aufgeschlossen, da er den wichtigsten Baustein für Wien liefert. Unser erstes Bild führt uns einen der großen Steinbrüche von Wöllersdorf am

---

[1]) F. Unger. Beiträge zur näheren Kenntnis des Leithakalkes. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. XIV, S. 13—38, Taf. V.

[2]) D. Stur. Geologie der Steiermark, S. 584.

Rande des Neustädter Steinfeldes vor. Wir sehen die deutliche Schichtung des Kalksteines, der in zahlreichen regelmäßig übereinanderfolgenden, 0·50 *m* bis 1 *m* mächtigen Bänken aufgeschlossen ist. Die Bänke fallen unter ziemlich steilem Winkel (bei 30°) gegen die Ebene; doch ist diese Neigung weder eine ursprüngliche, noch durch spätere Aufrichtung infolge gebirgsbildender Störungen verursachte, sondern lediglich veranlaßt durch das Nachgeben der Unterlage, durch jene randlichen Bewegungen, welche wir, den Darstellungen von TH. FUCHS folgend, auch hinsichtlich jüngerer Auffüllungen der Niederung von Wien noch zu besprechen haben werden. Im zweiten Bilde sehen wir deutlich das Angrenzen ungestörter, horizontal

Fig. 10. Oberster Steinbruch von Wöllersdorf. Blick bergwärts.
Horizontale und geneigte Schichten. Spätere Zerstörung der Leithakalkbänke durch Erosion.
Nach einer Photographie von Philipp Hoernes.

gelagerter und abgesunkener, schräg gestellter Partien, überdies im oberen Teile des Aufschlusses eine später — durch fließendes Wasser — verursachte teilweise Zerstörung der Leithakalkbänke und fluviatile Ablagerungen, welche entweder einer der jüngsten Phasen der Tertiärzeit oder bereits dem Eiszeitalter angehören mögen.

In den Steinbrüchen von Wöllersdorf wie anderwärts treten im Leithakalk zwischen den Lithothamnien-Kalkbänken mergelige Zwischenlagen auf, welche nach dem häufigen Vorkommen der *Amphistegina Haueri d'Orb* die Bezeichnung „Amphisteginenmergel" erhalten haben. Diese Mergel bilden zuweilen etwas mächtigere Einlagerungen und sind außer den in Millionen

auftretenden linsenförmigen Gehäusen der genannten Foraminifere noch mit den meist in viel geringerer Zahl sich findenden, aber durch etwas größere Dimensionen auffallenden Schälchen der *Heterostegina costata d'Orb* erfüllt. Ein ausgezeichneter Fundort dieser Foraminiferen ist die unter dem Namen „Grünes Kreuz“ bekannte Stelle nächst den Beethovenanlagen bei Nußdorf, an welcher Stelle eine mächtigere Einlagerung des Amphisteginen-Mergels im Leithakalke auftritt. Auch im Leithakalk selbst finden sich übrigens jene Foraminiferen recht häufig, so daß sie neben einer Bryozoe, der *Cellepora globularis Rss.* auch nicht unwesentlich zu dem in erster Linie durch die Fragmente von *Lithothamnium ramosissimum* gebildeten Aufbau des Gesteines beitragen. Das unten folgende Bild eines angeschliffenen Stückes des Lithothamnienkalkes (aus E. Suess, Boden der Stadt Wien) zeigt uns neben den vorherrschenden Bruchstücken der Lithothamnien auch die Schälchen der Foraminiferen und die Kolonien der *Cellepora*. Der Leithakalk bildet, wie Suess a. a. O. bereits eingehend erörtert hat, mannigfache Gesteinsvarietäten, welche sich in verschiedener Weise zu Bauzwecken eignen. Die gröberen und festeren, hauptsächlich aus Lithothamnien bestehenden Vorkommnisse, in welchen die meisten Muscheln und Schnecken nur als Steinkerne und Hohldrucke, die großen Austern, Pectines und Clypeaster aber mit der Schale erhalten sind, werden mit Vorliebe dort verwendet, wo größere Anforderungen an die Festigkeit des Gesteines gestellt werden. So haben z. B. die Brüche von Wöllersdorf eine sehr bedeutende Menge von Quadern für den Bau der Wiener Stadtbahn geliefert. Dort, wo feineres Korn und leichtere Bearbeitung des Steines erwünscht sind, verwendet man hingegen ein Gestein, welches aus dem ungarischen Teil der Niederung von Wien (im weiteren Sinne) stammt und ausgezeichnete Werksteine liefert. Es ist der aus feinem Zerreibsel von Lithothamnien, aus Bryozoen, Foraminiferenschälchen, kleinen Scherben von Pectines, Austern und Seeigeln bestehende „Margarether Stein“, welcher seiner Entstehungsart, aus lauter kleinen Körperchen, von welchen die Muschelschalen zum großen Teile gelöst und als Bindemittel der Masse wieder abgelagert wurden, sein sandsteinartiges Gefüge dankt, um dessentwillen ihn die Bautechniker meist schlechtweg als Margarether „Sandstein“ bezeichnen, obwohl er diesen Namen nicht verdient, denn er ist vielmehr ein feinporöser Kalkstein, der unter diesem Namen in neuerer Zeit in Wien die größte Anwendung als Werkstein findet, während in früherer Zeit der Lithothamnienkalk der ersten Mediterranstufe, welcher nördlich von der Donau, in der Umgebung von Zogelsdorf gebrochen wird, gebraucht wurde.

Die Mergel von Gainfahrn und die in ihrer Fauna sehr ähnlichen Sande von Enzesfeld wurden früher als „Tegel und Sand des Leithakalkes“ bezeichnet. Sie sind überaus reich an wohlerhaltenen, dickschaligen und meist kräftig ornamentierten Conchylien, welche eine große Mannigfaltigkeit entwickeln. Zumal sind prächtige Gehäuse von *Conus*, *Cypraea*,

Voluta, Strombus, Triton, Fusus, Murex, Xenophora, Venus, Cytherea, Cardita, Chama, Pectunculus etc. etc. hervorzuheben. Als besonders bezeichnend wären *Ancillaria glandiformis* und *Cardita Jouannetti* zu nennen. Stur hat auf Grund sorgfältiger Aufsammlungen umfassende Listen der in Gainfahrn und Enzesfeld vorkommenden Fossilien veröffentlicht.[1])

Im Leithagebirge tritt lokal, bei Eisenstadt ein Bryozoenreicher Sand auf, in welchem in tausenden von Exemplaren, auch in wohlerhaltenen, das Armgerüst bergenden Doppelschalen *Terebratula macrescens Dreger*[2]) vorkommt, so daß man geradezu von einem „Terebratel Sand" sprechen kann.

Der Sand von Pötzleinsdorf ist ein sehr feiner, gelber, offenbar an geschützter Stelle in mäßiger Tiefe abgelagerter Sand, der sich durch außerordentlichen Reichtum an wohlerhaltenen Pelecypoden, wie *Tellina, Psammobia, Cytherea, Lucina, Cardium* auszeichnet, während die Gasteropoden stark zurücktreten und nur einige Arten von *Cerithium* und *Trochus* sich etwas häufiger finden. Seit langer Zeit ist auf die große Ähnlichkeit der Fazies dieses Sandes von Pötzleinsdorf mit jener der heute am Lido von Venedig vorkommenden hingewiesen worden. Eine in petrographischer und faunistischer Hinsicht dem Pötzleinsdorfer Sande höchst ähnliche Einlagerung von geringer Mächtigkeit fand sich im oberen Teile des Badener Tegels der Ziegelei von Vöslau. Stur sah in ihr den Beweis für die von ihm angenommene Altersverschiedenheit der beiden Bildungen, es findet indessen in der Nähe des Beckenrandes, wie zumal die von Karrer studierten Profile der Wiener Hochquellen-Wasserleitung zeigen, ein sehr mannigfaches Ineinandergreifen der bis nun erörterten, in seichterem Wasser abgelagerten Faziesgebilde und des in größerer Tiefe gebildeten Tegels statt.

Fig. 11. Geschliffene Gesteinsprobe des Leithakalkes (nach E. Suess) etwas vergrößert.
a Lithothamnium ramosissimum Reuss. b Amphistegina Haueri d'Orb, c Heterostegina costata d'Orb, d Cellepora globularis Reuss.

Der Tegel von Baden wird in ausgedehnten Ziegeleien in sehr bedeutenden Mengen verarbeitet. Der in Österreich gangbare Ausdruck „Tegel" für plastische, zur Ziegelbereitung geeigneten Tone stammt zweifellos von dem lateinischen „*tegula*". Da seit langer Zeit die Ziegelarbeiter der Aufsammlung der Conchylien ihre Aufmerksamkeit zuwenden, ist ein erstaunlich großes Material an solchen in die Wiener Sammlungen gelangt, obwohl

[1]) D. Stur. Beiträge zur Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens. II. Gainfahrn-Enzesfeld. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XX, 1870, S. 325.

[2]) J. Dreger. Die tertiären Brachiopoden des Wiener Beckens. Beitr. z. Paläontologie Österr.-Ung. u. d. Orients, VII, 1888, 2. Heft.

der Tegel dieselben keineswegs in solchen Mengen führt, daß sie mit leichter Mühe aufgesammelt werden könnten. STUR berichtet in seinen mehrerwähnten Beiträgen zur Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens, daß in den Ziegeleien von Möllersdorf, Baden, Soos und Vöslau die Arbeiter den nach Muscheln und Schnecken lüsternen Besuchern („Schneckenleut") die im Verlaufe von ein bis zwei Jahren fleißig aufgesammelten Vorräte an Petrefakten freundlich entgegenbringen und zum sehr billigen Kaufe anbieten. Dementsprechend habe er in nicht mehr als einem halben Tage über 44.000 Individuen von Mollusken aus dem Tegel dieser Ziegeleien um nicht mehr als 40 fl. einheimsen können. Die von STUR a. a. O.[1]) veröffentlichten Listen geben ein gutes Bild von der relativen Häufigkeit der Arten an den einzelnen Fundorten. Pelecypodenreste sind vergleichsweise selten, nur die eigenartigen, dünnschaligen *Pectines (Pecten cristatus Bronn* und *P. spinulosus Münst.)* kommen etwas häufiger vor; ungemein zahlreich sind hingegen kanalifere mäßige Dimensionen aufweisende Gasteropoden und unter diesen wieder zahlreiche zierliche *Pleurotoma*-Arten. Diese walten so vor, daß trotz dem Auftreten zahlreicher anderer Schnecken, wie *Conus, Terebra, Nassa, Fusus, Murex, Cancellaria, Dentalium* u. a. m., die Bezeichnung „Pleurotomenton" für diese Tegelfazies am treffendsten erscheint. Bezeichnend sind auch die sehr zahlreichen Foraminiferen des Badener Tegels sowie eine Einzelkoralle: *Flabellum Roissyanum Edw.* TH. FUCHS hat gezeigt, daß unter den Ablagerungen der heutigen Meere die Pleurotomentone im Roten Meer, mit welchen uns die Tiefseeexpedition der „Pola" bekannt gemacht hat, am meisten mit der Fazies des Badener Tegels übereinstimmen.[2])

Die Faziesgebilde der zweiten Mediterranstufe der inneralpinen Niederung finden sich teilweise wieder in den gleichzeitigen Ablagerungen des außeralpinen Gebietes. Es wurde aber schon früher bemerkt, daß diese Bildungen eine weitgehende Abtragung erlitten haben und nur in einzelnen Schollen — wie in dem von Lithothamnienkalk gebildeten Buchberg bei Mailberg — dem Schlier aufgelagert sind oder die Jurainselberge umranden. Im Gebiete der letzteren finden sich manche ausgezeichnete Fundstellen, welche den inneralpinen Tegeln des Leithakalkes analoge Ablagerungen von reicher Versteinerungsführung darbieten. So jene von Steinabrunn, Nikolsburg u. a. m. Die Fauna von Steinabrunn ist jener von Gainfahrn und Enzesfeld so ähnlich, daß man seinerzeit im Wiener Hofmineralienkabinet aus Platzmangel geradezu die von den drei Fundorten stammenden Conchylien zusammen warf.

Sehr reich an mannigfachen Versteinerungen sind auch die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe in jener mehrerwähnten Bucht, welche von

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1870, XX, S. 303.

[2]) TH. FUCHS. Über den Charakter der Tiefseefauna des Roten Meeres auf Grund der von den österr. Tiefsee-Expeditionen gewonnenen Ausbeute. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CX, 1901.

Mähren nach Böhmen hineinzieht und bei Wildenschwert, Abtsdorf und Böhmisch-Trübau endigt. Die reiche Fossilführung dieser Bildungen hat A. E. Reuss schon 1860 zum Gegenstand einer besonderen Abhandlung gemacht.[1])

In zahlreichen Denudationsresten erstrecken sich Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe durch Mähren und Schlesien, breiten sich über die Landesgrenze nach Preußen aus, bedecken einen großen Teil der galizischen Niederung und erstrecken sich in einzelnen Lappen weithin über russisches Gebiet.

Die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe in Galizien, welche dem Gips in großer Ausdehnung aufgelagert sind, zeigen auf weite Strecken ziemlich einförmige Verhältnisse. Zumal in der nördlichen Hälfte des Dniester-Flußgebietes in Ostgalizien zeigt der Leithakalk eine Ausdehnung von mehreren hundert Quadratmeilen, er reicht von Lemberg bis zum Podgorce-Fluß im österreichischen Gebiet. Die Lithothamnienkalkfauna Ostgaliziens weicht, wie Hilber gezeigt hat und auch Uhlig bestätigt, in sehr auffallender Weise von derjenigen des österreichisch-ungarischen Beckens ab, indem die dickschaligen schweren und reichverzierten Conchylien, welche die letzteren auszeichnen, in Ostgalizien zurücktreten und dafür kleine, unscheinbare Arten vorherrschen. Uhlig macht darauf bei Besprechung des von ihm ausgebeuteten Fundortes auf dem Goldaberge aufmerksam, welcher die reichste Leithakalkfauna zeigt, die das ostgalizische Miocän bisher überhaupt geliefert hat. Die ganze Fauna besteht ausschließlich aus kleinen Formen, eine Ausnahme macht lediglich *Cardita Jouannetti*, die aber nur in einem einzigen Bruchstücke gefunden wurde. Auch die Foraminiferenfauna dieses ostgalizischen Leithakalkes zeigt ähnliche Verhältnisse, die von Uhlig aufgezählten Formen gehören zwar zu denjenigen, die man auch sonst im Leithakalk findet, während gerade die größten und bezeichnendsten Formen, wie *Amphistegina Haueri* und *Heterostegina costata* vollständig fehlen. Die Fauna vom Goldaberge (einer Höhe des Makutrarückens bei Brody) hat viele und gerade die häufigsten Formen mit den Sanden von Holubica gemeinsam. Von der Foraminiferenfauna dieser Sande aber bemerkte Karrer, daß sie wohl dem Niveau des Leithakalkes entspräche aber nicht der obersten Amphisteginenzone desselben, sondern eher der etwas tieferen Bryozoenzone. Hilber hat dementsprechend den Unterschied in der Fauna des ostgalizischen und des österreichisch-ungarischen Leithakalkes dadurch erklären wollen, daß der erstere in größerer Entfernung vom Ufer und in größerer Tiefe des Wassers gebildet worden sei, jedenfalls sei die höhere geographische Breite nicht die alleinige Ursache.[2]) Uhlig spricht sich im Anschlusse an diese Meinung folgendermaßen aus:

[1]) A. E. Reuss. Die marinen Tertiärschichten Böhmens. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1860, XXXIX. Bd., S. 207—285.

[2]) V. Hilber. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 287.

Die schweren dickschaligen Pectines, Clypeaster etc. unseres Leithakalkes, die in ihrer Existenz an die Brandung gebunden waren, finden wir überall, wo der Lithothamnienkalk eine schmale Zone am Ufer eines rasch an Tiefe zunehmenden Beckens bildete; so im österreichisch-ungarischen Becken und in Westgalizien, wo der Leithakalk genau dieselben faunistischen Eigenschaften zeigt wie bei uns. In Ostgalizien dehnte sich offenbar ein verhältnismäßig seichtes Meer mit fast ebenem, nur schwach unduliertem Untergrunde aus, dessen nördliche Grenze heute gänzlich verwischt ist. Die Sedimente waren vorwiegend sandiger Natur, häufig aber breiteten sich darüber mehr minder mächtige Nulliporenrasen deckenartig aus. Hier fehlte offenbar die Uferbrandung, die den dickschaligen Formen die Existenz ermöglicht hätte, vollkommen und es siedelten sich daher zahlreiche von denjenigen Formen hier an, die auch in den benachbarten Sandgebieten ihr Fortkommen fanden.[1])

Die Fauna der Quarzsande Ostgaliziens, welche früher durch Sturs Liste der in Holubica vorkommenden Arten bekannt war, hat Hilber ausführlich geschildert und ein umfassenderes Verzeichnis gegeben.[2]) Unter der Bezeichnung „Schichten mit „*Pecten Seissus*“ faßt Hilber die mergelig-sandigen Ablagerungen zusammen, welche an vielen Stellen Ostgaliziens vorkommen und teils dem „oberen Sand, Sandstein und Mergel“ Alths oder den „Kaiserwaldschichten“ Sturs entsprechen und über den Sanden von Holubica lagern, welche nach ihrer Fauna, die viele Ähnlichkeit mit jener von Pötzleinsdorf hat, sicher der zweiten Mediterranstufe angehören, teils aber unmittelbar unter dem galizischen Gips auftreten. Daß diese letzteren „Baranowerschichten“ vielleicht noch dem Schlier zuzurechnen sind, wurde bereits im vorigen Abschnitte erörtert.

Mannigfacher entwickelt und ungemein reich an Versteinerungen sind die Bildungen der zweiten Mediterranstufe in der Grazer Bucht. Von den Äquivalenten der Grunderschichten, dem Sand von Gamlitz, dem Tegel von St. Florian und den mergelig-sandigen Schichten von Wetzelsdorf war bereits oben die Rede. Den genannten Bildungen steht der durch seinen Reichtum an wohlerhaltenen Versteinerungen ausgezeichnete den obersten Teil des Grunder Horizontes bildende Mergel von Pöls nahe.[3]) Die Mannigfaltigkeit der Conchylieneinschlüsse des Mergels von Pöls hat Gobanz entdeckt, es scheinen aber nur wenig mächtige Einlagerungen im „Muschelgraben“ nächst dem Schlosse Pöls gewesen zu sein, welche sein im Landesmuseum Joanneum zu Graz aufbewahrtes Material lieferten, denn bei

---

[1]) V. Uhlig. Über die geologische Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 34. Bd., 1884, S. 180 u. 181.

[2]) Hilber, a. o. a. O., S. 287—289.

[3]) F. Rolle. Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Graz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, VII, 1886, S. 535—602. — Die Tegel von St. Florian, die Mergel von Pöls etc. werden (S. 536) als „Turritellenschichten“ zusammengefaßt.

späteren Grabungen gelang es, wie Hilber berichtet, nicht, eine ähnliche Ausbeute zu machen. Der Fazies nach steht der Mergel von Pöls dem „Tegel und Sand des Leithakalkes" in der inneralpinen Niederung von Wien nahe, es erscheinen neben charakteristischen Grunder Formen auch die meisten von Enzesfeld und Gainfahrn bekannten Arten in Pöls wieder. Dem Leithakalk vollkommen analoge Bildungen sind in der Grazer Bucht weit verbreitet. Der Buchkogel bei Wildon, der in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossene Aframerzug, die Hügel bei Leibnitz und Gamlitz bieten Beispiele. Auch der feinkörnige, sogenannte „Sandstein" von Margarethen, der in Wien als Werkstein geschätzt ist, findet sein Analogon in dem „Aflenzer Stein", der schon den Römern bekannt war und von ihnen in unterirdischen Brüchen gewonnen wurde sowie auch heute große, an die Steinbrüche des Petersberges bei Maestricht erinnernde, unterirdische Hohlräume bei Aflenz nächst Leibnitz Sitz einer lebhaften Steinindustrie sind. Der Aflenzer Stein ist ziemlich weich, so lange er noch von der Bergfeuchtigkeit durchtränkt ist, er läßt sich leicht schneiden und bearbeiten, erhärtet dann an der Luft und gewinnt ziemliche Widerstandsfähigkeit, so daß er bei seinem feinen Korn selbst zu statuarischen, dekorativen Arbeiten gern gebraucht wird. Grobe Schotter, Strandconglomerate, Sande und Austernbänke treten hin und wieder auf, besondere Erwähnung verdient aber das in der Grazer Bucht ziemlich häufige Vorkommen von stockbildenden Korallen. Zumal einige Arten der Gattung *Heliastraea* bilden bei Leibnitz, Gamlitz und St. Nikolai im Sausal nicht selten größere Massen, während im inneralpinen Becken von Wien stockbildende Korallen viel seltener und nur untergeordnet an einigen Stellen (z. B. in den obersten Lagen des Leithakalkes von Wöllersdorf) auftreten. F. Rolle sagt von der „Anthozoen-Fazies" im steirischen Leithakalk: „Man hat hier geradezu fossile Korallenriffe vor sich, ganz denen vergleichbar, die noch heute im Australmeere den Küsten der Inseln und der Kontinente entlang ziehen." [1]) Allerdings zeigen diese Riffbildungen in der Grazer Bucht nur sehr bescheidene Dimensionen. In den Korallenstöcken finden sich in Menge Bohrmuscheln, von denen ein riesiger *Lithodomus* auffällt, der sich durch seine zierlich skulptierten, aber freilich nur im Innern der Ausgüsse der Bohrgänge in Abdrücken erhaltenen Schalen auszeichnet. Auch die Cirrhipedier Gattung *Pyrgoma* ist in diesen Korallenbildungen häufig durch ihre zierlichen Gehäuse vertreten.[2]) Im steirischen Leithakalk kommen dieselben großen Austern, Pectines und Clypeaster vor, wie bei Wien. Auch die Einlagerungen von Amphisteginen Mergeln fehlen nicht. Lokal tritt dann noch ein sandiger Tegel auf, der nach seiner meist nur in Steinkernen und Hohldrücken erhaltenen Fauna zu urteilen, wohl in ziemlich seichtem Wasser zur Bildung

[1]) F. Rolle, a. o. a. O., S. 583.

[2]) V. J. Procházka, Über fossile Creusien des mährischen, niederösterr., steirischen und kroatischen Miocäns (tschechisch mit deutschem Auszug): Rozpravy české Akademie. R. II, T. II, č. 1, Prag 1893.

kam. Häufig findet sich in diesem „Gamlitzer Tegel“ die von Hilber eingehend erörterte Erscheinung der „Skulptursteinkerne“, indem bei Auflösung der Schale der früher erhärtete Steinmantel dem noch etwas weichen Steinkern die Skulptur der Außenseite der Schale aufpreßte, so daß der Steinkern nunmehr außer den gewöhnlich an den Muschelausgüssen sichtbaren Spuren der Muskeleindrücke und der Mantellinie auch noch die Skulptur der Schalenoberfläche erkennen läßt.

IV. Abschnitt.

Die sarmatische Stufe.

Unter dem Namen der „Cerithienschichten“ oder der „brackischen Stufe“ hatte man in der Niederung von Wien lange jene Bildungen zusammengefaßt, welche den marinen Ablagerungen mit mediterranem Habitus folgen und sich im Gegensatz zu diesen durch eine gewisse Einförmigkeit der Fauna auszeichnen. Für den brackischen Charakter des Wassers, in welchem diese Bildungen zu stande kamen, schien insbesondere das Vorherrschen gewisser Cerithien (aus der Untergruppe *Potamides*) wie *Cer. disjunctum Sow.*, *C. rubiginosum Eichw.* und *Cer. pictum Bast.* zu sprechen, deren massenhaftes Auftreten die Bezeichnung „Cerithienschichten“ rechtfertigte.[1] Später hat Suess, nachdem die weite Verbreitung übereinstimmender Bildungen im Osten Europas und im westlichen Asien erkannt worden war, im Einverständnisse mit Barbot de Marny den Namen „Sarmatische Stufe“ für diese Bildungen vorgeschlagen.[2] Zwei wesentliche Unterschiede trennen die Ablagerungen dieser Stufe von der vorangegangenen zweiten Mediterranstufe, die verschiedene geographische Verbreitung und der durch stark geänderte physikalische Bedingungen verursachte Habitus der Conchylienfauna. In letzterer Hinsicht zeichnet sich die sarmatische Stufe vor allem durch eine gewisse Einförmigkeit der Fauna aus, welcher zahlreiche Formenelemente, die vordem die Fauna der zweiten Mediterranstufe so mannigfach gestalteten, gänzlich fehlen. Es mangeln in den sarmatischen Ablagerungen alle Pteropoden, Cephalopoden, Brachiopoden, Echiniden, Korallen und Balanen — also alle Formen, welche an Meerwasser mit normalem Salzgehalt gebunden sind; es fehlen aber auch alle größeren, dickschaligeren und kräftiger verzierten Gehäuse, welche den in wärmeren Meeren lebenden Mollusken eigen sind. Suess hat schon 1866 eine Anzahl von Conchylien unter den sarmatischen Formen aufgezählt, welche als ein verarmter Rest der vorangegangenen reichen marinen Fauna betrachtet werden

[1] E. Suess. Boden der Stadt Wien, 1862, S. 44 sowie 54—59.

[2] E. Suess. Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärablagerungen. II. Über die Bedeutung der sogenannten „brackischen Stufe“ oder der „Cerithienschichten“. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 54. Bd., 1866.

können. Darunter kommt keine einzige Art von *Conus, Cypraea, Oliva, Tritonium, Strombus* u. s. w. vor, welche den „wärmeren Habitus“ der Fauna der zweiten Mediterranstufe bekunden. Es sind lauter kleinere Arten der Gattungen *Nassa, Murex, Pleurotoma, Cerithium, Trochus* unter den Gasteropoden und auch unter den Pelecypoden begegnen wir einer einzigen, etwas größeren Form *(Mactra)* neben den kleineren Arten der Gattungen *Solen, Tapes, Ervilia, Donax, Cardium,* abgesehen von den nur selten vorkommenden verkümmerten Nachkommen der *Ostrea giengensis,* welche Fuchs als *var. Sarmatica* bezeichnete. Einen Prozentsatz von angeblich neu hinzutretenden Formen wollte Suess 1866 auf Rechnung der Einwanderung aus dem Norden setzen, da er damals geneigt war, für die sarmatische Zeit eine Verbindung mit borealen Gewässern anzunehmen, welche Verbindung aber in der Tat nicht bestand, wie durch die Forschungen der russischen Geologen nachgewiesen und insbesondere durch Fr. Schmidt dargelegt wurde.[1]) A. Bittner hat dann gezeigt,[2]) daß weitaus der größte Teil der sarmatischen Fauna auf Vorfahren in den mediterranen Schichten der zweiten Stufe zurückzuführen ist und auch für jene verhältnismäßig wenig zahlreichen Fälle, in welchen ein solcher Nachweis bis nun nicht erbracht werden konnte, liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß in dem weiten Gebiete, in welchem die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe von sarmatischen Bildungen gefolgt werden, Bindeglieder zu finden sein werden. Hinsichtlich der zahlreichen *Trochus*-Arten, welche Th. Fuchs in der Erörterung, welche sich an die Bittnersche Darlegung des Charakters der sarmatischen Fauna knüpfte, als eigenartige, in den Mediterranschichten ohne Vorläufer dastehende Formen der sarmatischen Fauna hervorhob,[3]) kann auf das Auftreten von mediterranen Schichten mit sarmatischem Gepräge hingewiesen werden, wie sie sich am Asowschen Meer in den Tschokrakkalken finden. Diese Tschokrakkalke enthalten zahlreiche Brackwasserformen, welche noch der näheren Schilderung harren und unter welchen sich zumal mehrere *Trochus*-Arten befinden, die den sarmatischen Typen sehr nahe stehen.

Nach Bittners Auffassung hätten wir das sarmatische Meer nur als einen mediterranen Rest und die sarmatische Fauna lediglich als einen durch Isolierung und brackische Einflüsse verkümmerten und degenerierten Rest der vorangegangenen marinen Fauna zu betrachten. Eigentümlich ist für die sarmatische Fauna jedenfalls das Vorherrschen von wenigen Conchylien, welche von in Bezug auf Veränderung des Salzgehaltes wenig empfindlichen Tieren herrühren, die durch erstaunliche Individuenzahl und auffallende Variabilität die sonstige Armut der Fauna ersetzen. Th. Fuchs

---

[1]) Fr. Schmidt. Briefe an F. v. Richthofen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1877, XXIX. Bd., S. 830 und 837.

[2]) A. Bittner. Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1883, S. 131—150.

[3]) Th. Fuchs. Zur neueren Tertiärliteratur. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1885, S. 123—150.

hat die Erklärung hiefür darin gesucht, daß das isolierte sarmatische Meer einen geringeren Salzgehalt gehabt habe als der freie Ozean und verweist zur Stütze dieser Ansicht auf die Ähnlichkeit des Gesamtcharakters der Fauna der sarmatischen Stufe und jener des heutigen Schwarzen Meeres.[1]) Diese Erklärung ist jedenfalls der Hauptsache nach zutreffend, doch mag noch ein Nebenumstand, der bei einem so ausgedehnten Binnengewässer, wie es jedenfalls das sarmatische Meer gewesen ist, zweifellos zu großer Bedeutung gelangen konnte, eine wichtige Rolle gespielt haben. Ich habe bei Besprechung steirischer Vorkommnisse sarmatischen Alters die Meinung geäußert, daß nicht so sehr die Verminderung des Salzgehaltes als die Variabilität desselben der Zeit und dem Raume nach die Eigentümlichkeiten der sarmatischen Fauna und zumal die Inkonstanz der einzelnen Conchylienarten verursachen dürfte.[2])

Das sarmatische Binnenmeer setzte sich aus der Gegend der Niederung von Wien weithin nach Osten fort — viel weiter als sich jenes Gebiet ausdehnt — das vorher von dem Meere der zweiten Mediterranstufe überflutet wurde. Die sarmatischen Ablagerungen breiten sich über einen großen Teil des südlichen Rußland aus — von dieser Verbreitung haben ja Barbot und Suess Veranlassung genommen, für die in Rede stehende Stufe den Namen der „sarmatischen" vorzuschlagen — diese Ablagerungen erscheinen aber auch an den europäischen und kleinasiatischen Ufern des Marmarameeres, am Kaspischen Meere und erstrecken sich bis ins Gebiet des Aralsees. So wurde ein ungeheuer weites Gebiet von dem Binnengewässer der sarmatischen Stufe eingenommen, von welchem Areal E. Suess[3]) sagt: „Das sarmatische Gebiet liegt ganz außerhalb des heutigen Mittelmeeres, sobald man dieses in einem engeren Sinne, d. i. mit Ausschluß des Ägäischen und Pontischen Meeres begreifen will; die Stelle seiner Verbindung mit dem Mittelmeere ist nicht bekannt." Man hat indessen wiederholt im westlichen Mittelmeergebiete Spuren der sarmatischen Stufe erkennen wollen. So in Italien, wo Capellini weitverbreitete Brackwasserschichten, in welchen Gattungen wie *Syndosmya*, *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium* eine gewisse allgemeine Ähnlichkeit mit der sarmatischen Fauna andeuten, der sarmatischen Stufe selbst zurechnen wollte. Da aber über diesen Schichten nochmals Ablagerungen mit der typischen Fauna der zweiten Mediterranstufe folgen, betrachten Stohr und Bosniacski wohl mit Recht jene brackischen Schichten bloß als eine Einlagerung der zweiten Mediterranstufe, während der höhere Gipshorizont als wahres Äquivalent der sarmatischen Stufe gilt. In neuerer Zeit will man echte sarmatische Schichten auch in Spanien nachgewiesen haben;

[1]) Th. Fuchs. Über die Natur der sarmatischen Stufe und deren Analoga in der Jetztzeit und in früheren geologischen Epochen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 74. Bd., 1877.

[2]) R. Hoernes. Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1878, S. 9—83.

[3]) E. Suess. Antlitz der Erde. I, S. 421.

ohne auf die bezüglichen Darlegungen von J. Almera[1]) einzugehen und ihre Zuverlässigkeit zu prüfen, sei nur bemerkt, daß im Falle einer so weiten Ausdehnung eines und desselben Binnenmeeres von Barcelona bis an die Gestade des Aralsees die sarmatische Episode in der Entwicklung des Mittelmeeres sich noch viel schwieriger erklären läßt als vordem, wo die Verbreitung vom Aralsee bis in das Gebiet Österreich-Ungarns schon genug des Rätselhaften darbot. A. de Lapparent ist geneigt, drei selbständige Binnenmeere zur sarmatischen Zeit anzunehmen,[2]) von welchen das westlichste die problematischen spanischen Vorkommnisse von Andalusien, der Umgebung von Barcelona und den Balearen umfaßt, ein mittleres sich zu beiden Seiten des Apennin und über Sizilien und Malta nach Süden erstreckt, während das dritte, östliche jenem sarmatischen Meere entspricht, dessen Begrenzung Suess dargelegt hat.[3]) Schon für dieses letztere Gebiet, welches sich von den östlichen Alpen bis über den Usturt hinaus erstreckt, hebt Suess hervor, daß seine Ausdehnung größer ist als die Längenachse des heutigen Mittelmeeres von der Straße von Gibraltar bis zur syrischen Küste.

Kehren wir von dieser allgemeinen Betrachtung über den Charakter und die Verbreitung der sarmatischen Stufe zurück zu dem Boden, von dem wir ausgegangen sind, zu der Niederung von Wien und ihrer näheren Umgebung, so haben wir zunächst die auffallende, von Th. Fuchs sichergestellte Tatsache zur Kenntnis zu nehmen, daß die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe bei Beginn der sarmatischen eine Zerstörung erlitten haben. Fuchs hatte bereits früher an der oberen Grenze des Leithakalkes in dem großen Kaisersteinbruche eigenartige Verhältnisse bemerkt, dieselben jedoch anders zu erklären gesucht, ein weiterer Aufschluß im sogenannten Wald- oder Kapellenbruch beim Kaisersteinbruch zeigte ihm jedoch, daß nach Ablagerung des Leithakalkes eine Zerstörung desselben stattfand.[4]) Wie die unten wiedergegebene Darstellung dieses Aufschlusses durch Fuchs zeigt, ist der Leithakalk oben glatt abgeschnitten und auf der Fläche lagern vollkommen abgerollte Blöcke des Kalkes, zwischen welchen sich viel Quarzgeröll findet. Es scheint sonach zwischen Leithakalk und sarmatischer Stufe eine Erosionsepoche eingetreten zu sein. Die auf die Blockablagerung folgenden, mit Lithothamniendetritus erfüllten Bänke gehören zweifellos schon den sarmatischen Schichten an, wenn sich auch einzelne, aber offenbar auf sekundärer Lagerstätte befindliche marine Versteinerungen eingestreut finden.

[1]) J. Almera. Reconocimiento de la presencia del primer piso mediterraneo en el Panadés etc. Barcelona 1897 (aus Memorias der Re Academia de Ciencias y antes, 1888), S. 42.

[2]) A. de Lapparent. Traité de géologie: „Esquisse des lagunes sarmatiennes", S. 1543.

[3]) Antlitz der Erde, I, S. 418—421.

[4]) Th. Fuchs. Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., CXI, 1902, S. 351.

In den Ablagerungen der sarmatischen Stufe im Weichbilde der Stadt Wien und in der nächsten Umgebung dieser Stadt erkennen wir eine ähnliche Faziesgliederung wie in den Bildungen der zweiten Mediterranstufe. Auch in den sarmatischen Bildungen haben wir einerseits gröbere, dem Strande des einstigen Binnenmeeres entsprechende Absätze, die uns heute als Conglomerate und Sandsteine von gröberem Korn entgegentreten, dann feinere Sande und auch offenbar in tieferem Wasser gebildete Tegel, die in ihrer petrographischen Beschaffenheit jenen der zweiten Mediterranstufe gleichen, höchstens daß sie sich durch das häufige Vorkommen von Gipsnestern auszeichnen. Die Steinbrüche von Heiligenstadt und der Türkenschanze, jene von Mauer, Hetzendorf und Atzgersdorf, welche seinerzeit so viel Material für die Bauten Wiens lieferten, heute aber nur mehr zum

Fig. 12. Aufschluß im Wald- oder Kapellenbruch bei Kaisersteinbruch.
Nach Th. Fuchs.
a Humöses Terrain, *b* mergelig sandiges Terrain, (taschenbildend), *c* gelblich sandiges Terrain, (taschenbildend), *d* Fragmente einer Sandsteinbank voll sarmatischen Bivalven und Cerithien, *e* harte grobe Sandsteinbank mit Lithothamnien detritus, *f* dünngeschichteter grober Sand mit Lithothamnien detritus, *g* lichter dichter Lithothamnienkalk mit *Pecten latissimus*, *g'* abgerollte Blöcke desselben Kalkes, dazwischen viel Quarzgerölle.

geringeren Teile im Betrieb sind, zeigen uns die sarmatischen Seichtwasserbildungen: die Conglomerate und Sandsteine mit zahllosen Hohldrücken und Steinkernen von Muscheln und Schnecken, zumal von *Mactra podolica*, *Ervilia podolica*, *Tapes gregaria*, *Trochus podolicus* erfüllt, während der aufgelöste kohlensaure Kalk der Schalen das Bindemittel für den Sandstein lieferte, der infolge seiner Hohlräume und seiner lockeren Beschaffenheit nur eine Verwendung als Bruchstein zuläßt. Stellenweise finden sich dann feinere unverkittete Sande mit massenhaften Cerithien und anderen bezeichnenden Conchylien und an gewissen Stellen — so in den Ziegelgruben von Ottakring und Nußdorf wechsellagern diese Sande mit dem oben erwähnten Tegel, welcher als brackischer oder „Hernalser Tegel" bezeichnet wird und der Fazies nach dem marinen oder „Badener Tegel" der zweiten Mediterran-

stufe zur Seite zu stellen ist. Dieser Hernalser Tegel enthält häufig Reste von Fischen und Schildkröten (*Trionyx Vindobonensis Peters*) sowie von Seesäugetieren, von Seehunden, Delphinen und Walen. Conchylien sind selten, am häufigsten kommen noch Bivalven: dünnschalige Formen von *Cardium* und *Modiola*, ferner kleine Gasteropoden: *Hydrobia ventrosa, Rissoa angulata* und *Rissoa inflata* vor. Auch Foraminiferen finden sich im sarmatischen Tegel, doch ist der große Formenreichtum, welcher den marinen Badener Tegel auszeichnete, verschwunden und verhältnismäßig wenige Typen bilden den Untersuchungen F. Karrers zufolge die stark reduzierte sarmatische Foraminiferenfauna.[1])

In den sarmatischen Schichten des Wiener Beckens finden sich auch nicht selten Reste von Landsäugetieren eingeschwemmt. Sie bekunden, daß die Fauna des Landes keine wesentliche Veränderung erlitten hat, während das Meer der zweiten Mediterranstufe zum Binnenmeer der sarmatischen Stufe wurde und die Meeresfauna eine durchgreifende Veränderung erfuhr. Dieselben Nashorn- und Mastodonarten sind es, deren Reste uns gelegentlich in den sarmatischen Ablagerungen wie in jenen der zweiten Mediterranstufe eingeschwemmt begegnen. Die Säugetierfauna des Landes hat ohne wesentliche Veränderungen persistiert seit jenen Zeiten, in welchen vor Ablagerung der Grunder Schichten die Flötze von Pitten und der Jaulingwiese bei Baden abgelagert wurden, sie hat angedauert während des ganzen Zeitraumes nach Einbruch des Meeres in die inneralpine Niederung von Wien, in welcher durch lange Zeit die mannigfachen Meeresablagerungen der zweiten Mediterranstufe gebildet wurden und sie hat endlich angedauert selbst nach der weitgehenden Veränderung, welche durch die Isolierung und teilweise Aussüßung die Verhältnisse der sarmatischen Stufe herbeiführte. Erst zur pontischen Zeit macht diese langlebige Bevölkerung des Festlandes einer gänzlich neuen Säugerfauna des Landes Platz. Wir erkennen somit ein wesentlich verschiedenes Verhalten in der Bevölkerung des Festlandes und des Meeres und nehmen wahr, wie die erstere unverändert durch längere Zeit ausdauert, während die zweite hochgradig modifiziert wurde. Auch über diese Verhältnisse hat E. Suess zuerst Licht verbreitet.[2])

Von den Ablagerungen der sarmatischen Stufe im engeren Sinne kann eine obere Abteilung abgetrennt werden, welche eine Art Übergang zu den Süßwasserbildungen der nächsten, der „pontischen Stufe" bildet. Diese Ablagerungen zeichnen sich aus durch das häufige Vorkommen einer ziemlich großen, kräftig gekielten *Congeria* (*Congeria Hoernesi Brusina = C. triangularis M. Hoern. non Partsch*) und der *Melanopsis impressa Krauss* neben

[1]) F. Karrer. Über das Auftreten der Foraminiferen in den brackischen Schichten des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 48. Bd., 1863.

[2]) E. Suess. Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 47. Bd., 1863, S. 306.

sarmatischen Conchylien. Diese „Übergangsschichten“ sind von Th. Fuchs an manchen Stellen der inneralpinen Niederung von Wien nachgewiesen worden; — sie liegen stellenweise in größerer Mächtigkeit als feine Sande in Taschen des sarmatischen Tegels und eine solche Stelle hat sich sehr unangenehm bemerkbar gemacht bei Anlage der Schleuse des Donaukanals bei Nußdorf, die mit großen Kosten und Überwindung außerordentlicher Schwierigkeiten wegen des Vorhandenseins jener Sandlager viel tiefer fundiert werden mußte als ursprünglich vorgesehen war.

Für diesen eigenartigen Bildungen im oberen Teil der sarmatischen Schichten des Wiener Beckens entsprechende Ablagerungen des Ödenburger Komitates habe ich den Nachweis zu erbringen versucht, daß sie die „mäotische Stufe“ Andrussows repräsentieren, welche in Südrußland zwischen den sarmatischen und pontischen Ablagerungen auftritt. N. Andrussow bezeichnet mit diesem Namen in Südrußland und speziell in der Umgebung von Kertsch auftretende Ablagerungen, welche zwischen sarmatischen und pontischen Schichten liegend, eine Fauna gemischten Charakters beherbergen. Sinzow hatte diese Schichten früher als „Übergangsstufe“ bezeichnet, Andrussow später den Namen „Präpontische Stufe“ für dieselbe gebraucht und schließlich wegen der allzugroßen Dehnbarkeit des Terminus „präpontisch“ die Umtaufung in „Mäotische Stufe“ vorgenommen. Als Typus dieser Ablagerungen ist der Kalkstein von Kertsch zu betrachten; als Äquivalent derselben in Österreich betrachtete Andrussow zuerst jene Erosionsepoche, welche Suess in der Gegend des Neusiedler Sees vor der Bildung der pontischen Ablagerung aus der Tatsache erschloß, daß dort die Congerienschichten in Auswaschungen liegen, welche in die zweite Mediterranstufe und in die sarmatischen Ablagerungen eingegraben sind. Wir werden unten auf diese „präpontische Erosion“ zurückzukommen haben, müssen aber zunächst feststellen, daß Andrussow später von der Annahme einer solchen Erosionsepoche in Österreich abgekommen ist und die Ansicht aussprach, daß in Österreich-Ungarn überhaupt keine Unterbrechung bei dem Übergange von den sarmatischen in die Congerienschichten stattgefunden habe. Hiedurch und durch die Parallelen zwischen den österreichisch ungarischen, rumänischen und südrussischen Congerienschichten der pontischen Stufe wurde Andrussow veranlaßt, die Congerienschichten von Brunn mit *Congeria subglobosa Partsch* als Äquivalent der mäotischen Stufe im Wiener Becken zu betrachten.

Nun findet sich in den obersten Schichten des Steinbruches nächst der Südbahnstation Wiesen-Sigles (Rétfalu-Siklos) im Ödenburger Komitat eine wenig mächtige Bank, deren Lagerungsverhältnisse und deren Zusammensetzung eine sehr eigentümliche ist.[1])

Die Bank führt grobe Geschiebe von Alpenkalk, dann gerundete, oft mehrere Dezimeter große Massen von sarmatischen Gesteinen. Manche

[1] E. Hoernes. Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 47. Bd., 1897, S. 57.

davon bestehen aus einem dichten zähen Kalk, wie er sonst im Steinbruch nicht vorkommt, erfüllt von den Schalen sarmatischer Conchylien. Der Habitus solcher Rundmassen gleicht außerordentlich jenem der sogenannten „Sternberger Kuchen", andere bestehen aus unzähligen *Spirorbis*-Gehäusen und manche enthalten in großer Menge Bryozoenstöcke, die geradezu gesteinsbildend auftreten. Es ist nun erstlich merkwürdig, in dieser Bank sarmatische Gesteine als Rollstücke auftreten zu sehen, welche wie die Bryozoen- und Serpulakalke nicht bloß in der nächsten Umgebung des Ablagerungsortes anstehend nicht bekannt sind, sondern für welche man überhaupt in der ganzen Gegend ein Vorkommen bis nun nirgends kennt. Dennoch erweist die Größe und Gestalt dieser Rundmassen, daß sie unmöglich weit her transportiert worden sein können, sondern wahrscheinlich von einem in das sarmatische Binnenmeer einmündenden Flusse, welcher auch die Alpenkalkgeschiebe mit sich brachte, in nächster Nähe bereits früher gebildeten sarmatischen Schichten entnommen und in einer Art Deltabildung zusammen mit den weiter hergeführten Geschieben zur Ablagerung gebracht wurden. Daß wir es nicht etwa bloß mit einer durch die Brandungswirkung des sarmatischen Meeres verursachten Geröllanhäufung zu tun haben, beweisen einerseits die aus größerer Entfernung herbeigetragenen Geschiebe, anderseits aber das Vorkommen von *Melanopsis* und *Congeria* zwischen denselben. Abgerollte Gehäuse der *Melanopsis impressa* lagern in ziemlicher Häufigkeit zwischen den Geschieben und kleine Congerien (Brut) vom Typus der *Congeria triangularis* — wahrscheinlich zu *Congeria Hoernesi Brus.* gehörig sitzen in Höhlungen, wie sie zumal die löcherigen Bryozoen- und Serpulakalke nicht selten darbieten. Über dieser ganz wenig mächtigen Bank, welche sich oft nur durch eine Lage von großen Geschieben im obersten Teile des Steinbruches markiert, folgen noch typische sarmatische Sande mit *Cerithien*, *Cardium obsoletum*, *Mactra podolica* u. s. w. Es ist an dieser Stelle ganz klar, daß des sich um eine fluviatile, teilweise Zerstörung sarmatischer Bildungen und um Einschwemmung von Süßwasserconchylien handelt. Diese Schichten entsprechen offenbar anderweitigen Einschaltungen in den obersten Teilen der sarmatischen Schichten, welche ähnliche Lagerungsverhältnisse und gleichfalls Einschwemmungen von *Congeria* und *Melanopsis* zeigen. Es ist zum mindesten sehr wahrscheinlich, daß diese Bildungen der Niederung von Wien jenen oben erwähnten mäotischen Ablagerungen Südrußlands entsprechen. Bemerkenswert ist, daß in diesen Bildungen im Ödenburger Komitat auch jene eigentümlichen evoluten Hydrobien auftreten, für welche Brusina den Gattungsnamen *Baglivia* kreierte und welche anscheinend nahe verwandt sind mit der durch Dybowski aus dem Baikalsee beschriebenen Gattung *Liobaikalia*.

Wir wollen nun noch einen Blick auf die Verbreitung der sarmatischen Ablagerungen in Österreich-Ungarn machen. Die ungarische Niederung war bis zu ihren Rändern von sarmatischen Binnengewässern erfüllt, das durch breite Kommunikationen mit der inneralpinen Niederung von Wien zusammen-

hing. Jenseits der Donau erstreckte sich das sarmatische Meer bis nach Mähren hinein. Es drang auch tief in die Alpen ein. An den Rändern der Grazer Bucht finden wir sarmatische Schichten viel weiter eindringen, als die Meeresablagerungen der zweiten Mediterranstufe. In Thal, westlich von Graz liegen sarmatische Ablagerungen unmittelbar auf älteren miocänen Süßwasserbildungen und unweit davon bei Waldhof entfalten die sarmatischen Tegel einen außerordentlichen Reichtum an wohlerhaltenen Conchylien.[1]) Von den vulkanischen Phänomenen, deren Schauplatz die Grazer Bucht zur sarmatischen Zeit war, soll später eingehender die Rede sein; damals fanden jene saueren Eruptionen statt, welchen die Trachyt- und Andesitberge von Gleichenberg ihre Entstehung verdanken. Auch in Untersteiermark bemerken wir die sarmatischen Schichten in größerer Verbreitung, sie dringen hier zwischen die mesozoischen, gefalteten Züge ein und haben selbst Störung und Aufrichtung ihrer Schichten erlitten. Ein ausgezeichnetes Beispiel starker Störung und Aufrichtung der sarmatischen Schichten, welche sich sogar in fächerförmiger Stellung befinden, schildert D. Stur in dem von ihm gegebenen Durchschnitt vom Donatiberg nördlich über Maxau nach Ternovetz im Pettauer Feld.[2]) In dem uns hier zunächst interessierenden Teile des Profiles nördlich von der Drau bemerkt man die das Liegende der sarmatischen Schichten bildenden marinen Ablagerungen, und zwar zunächst Foraminiferenmergel, dann Lithothamnienkalk, die im Tale der Drau ziemlich flach liegen, je höher hinauf an dem Gehänge des Stallenberges sich umso steiler stellen, bis endlich senkrechte Schichtstellung eintritt. Im jenseitigen nördlichen Gehänge des Stallenberges folgen auf die senkrecht gestellten Lithothamnienschichten zuerst gleichfalls senkrechte, dann aber unter 60—70 Grad in Süd einfallende Cerithiensandsteine und Tegel, die, je nördlicher man fortschreitet, eine umso flachere Stellung einnehmen, so daß sie an der Losnitz bei Heiligen Dreikönig in mehreren Steinbrüchen ein Fallen mit 35—30 Grad in Süd aufweisen. Stur meint, daß es wohl merkwürdig sei, in so sehr jungen Tertiärschichten eine so vollkommen ausgebildete fächerförmige Schichtenstellung beobachten zu können, übrigens sei das Alter der Cerithienschichte von Heiligen Dreikönig durch das Vorkommen von *Mactra podolica*, *Ervilia podolica*, *Donax lucida*, *Tapes gregaria*, *Cardium plicatum* und *Cardium obsoletum* genügend sichergestellt. Von Untersteiermark verbreiten sich die sarmatischen Schichten noch weit nach Krain und treten noch im Becken von Stein mit ziemlicher Ausdehnung und mit charakteristischer Versteinerungsführung auf.[3])

In Galizien finden sich sarmatische Ablagerungen nur im Osten dieses Kronlandes sowie in der Bukowina. Hilber bezeichnet in seinen

---

[1]) V. Hilber. Die sarmatischen Schichten vom Waldhof bei Wetzelsdorf, Graz SW. — Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1896, S. 182—204.

[2]) D. Stur. Geologie der Steiermark, S. 640—642.

[3]) V. Hilber. Über das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 473—478.

geologischen Studien in den ostgalizischen Miocängebieten als besonders auffallend einen, das umgebende Plateau überragenden, vielfach anscheinend durch Erosion unterbrochenen Höhenzug, welcher von Podkamien bei Brody über Zbaraż, Skałat und Husiatyn nach Südosten zieht und im Norden das galizische Land verläßt. Er besteht zum Teil aus mediterranen Bildungen, der Hauptsache nach aber aus sarmatischen Absätzen, welche mit Sanden und Sandsteinen beginnen und mit Serpulen und Bryozoenkalken enden. Abgesehen von diesem Hügelzug bilden die sarmatischen Ablagerungen Ostgaliziens normale Auflagerungen auf die jungmediterranen Schichten. Ihre westliche Verbreitungsgrenze bildet nach HILBER das von ihm gefundene Vorkommen zu Opaki bei Werchobuz. Bemerkenswert ist auch, daß den Aufnahmen PAULS und TIETZES zufolge die sarmatischen Schichten auch in der subkarpatischen Salztonregion auftreten und dort die Salzbildungen unmittelbar überlagern. Die sarmatischen Gesteine Galiziens sind Sand, Sandstein, Tegel, Kalkstein. Die Sande und Sandsteine zeigen nach HILBER häufig die Eigentümlichkeit, daß jedes einzelne Quarzkorn von einer dünnen Kalkrinde überzogen ist, welche Tatsache in Verbindung mit dem so häufig aus sarmatischen Schichten erwähnten Auftreten oolithischer Kalksteine auf die Vermutung führt, daß in den sarmatischen Gewässern stellenweise eine Konzentration eingetreten sei, deren erstes Niederschlagsprodukt nach den Versuchen USIGLIOS kohlensaurer Kalk ist. In Bezug auf die Fauna der sarmatischen Ablagerungen Galiziens, in welcher die besonders auffallenden Elemente *Haliotis sp.* sowie *Lima squamosa Lamk.* und *Lima sarmatica Hilb.* zu erwähnen sind, sei auf die von HILBER mitgeteilte tabellarische Aufzählung verwiesen.[1]) HILBER erörtert a. a. O. auch OLSZEWSKIS „übersarmatische Schichten". OLSZEWSKI hatte 1875 die Behauptung aufgestellt, daß in Ostgalizien der „Brackwasserbildung" (sarmatische Stufe) eine „zweite marine Bildung" folge.[2]) Seine Begründung beruht darauf, daß er auf der höchsten Spitze des von Podkamien nach Husiatyn laufenden sarmatischen Bergrückens, dem Bohótberge, Kalksteine mit „Miliolen, Bryozoen, Cerithien, Rissoen und *Ostrea digitalina*" gefunden habe; eingehendere Ausführungen hat OLSZEWSKI in einer in polnischer Sprache in den Berichten der physiographischen Kommission, Krakau 1876, veröffentlichten Arbeit gegeben. HILBER teilt den auf die „übersarmatischen Schichten" bezüglichen Abschnitt in einer von DUNIKOWSKI besorgten Übersetzung mit und pflichtet dann den Anschauungen H. WOLFS bei, nach welchen die betreffenden Ablagerungen nicht den höheren Abteilungen der sarmatischen Stufe, sondern deren untersten Lagen angehören, in welchen auch einige marine Formen vorkommen. Es handle sich um Grenzschichten zwischen den mediterranen und sarmatischen Schichten, welche Übergangsbildungen in Galizien eine

[1]) V. HILBER. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 32. Bd., 1882, S. 310.

[2]) St. OLSZEWSKI. Kurze Schilderung der miocänen Schichten des Tarnopoler Kreises und des Zbrucztales in Galizien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 25. Bd., 1875, S. 89.

größere Mächtigkeit erreichen mußten als in der Niederung von Wien, wo der Faunawechsel ein rascher gewesen sei. In Galizien aber sei wahrscheinlich der Wechsel der physikalischen Bedingungen nicht so verderblich für die Mediterranfauna gewesen als in den übrigen mediterranen Lokalitäten. Diese Frage wird auch von L. TEISSEYRE in einer Abhandlung berührt, welche den podolischen Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff schildert.[1]) TEISSEYRE erörtert dort die innige, durch petrographische Übergänge hergestellte Verbindung der tiefsten Lagen von sarmatischen Sandsteinen und der Kaiserwalder Schichten. In diesen sarmatischen Sanden finden sich häufig marine Fossilien wie *Ostrea cochlear, O. digitalina, Venus plicata, V. cincta, Pectunculus pilosus* etc. etc., aber meist abgerieben und offenbar an sekundärer Lagerstätte, was aber an anderen Stellen nicht der Fall zu sein scheint. (*Pecten Lilli* und *Cardita* im Conglomerat von Proniatyn, *Cassis saburon* im Sande von Piaskowa góra u. s. w.) Aus dem sarmatischen Bryozoenkalk (oder „Pleuroporenkalk“ wegen der Bildung durch *Pleuropora lapidosa Pallas*) des Berges Łan bei Zbaraż stary führt TEISSEYRE zahlreiche marine Conchylien wie *Haliotis, Conus, Lithodomus, Lima* und *Pecten* auf.

Hinsichtlich der Bryozoenriffe zeigt TEISSEYRE, daß sie entweder unmittelbar oder bloß durch eine dünne Einlagerung sarmatischer geschichteter Kalksteine getrennt auf mediterranen Bildungen lagern, die Sande der sarmatischen Stufe sind den Riffen seitlich angelagert und die Grenzflächen oft sehr steil. TEISSEYRE schildert einen Aufschluß östlich von Tarnopol am Westende der die Wasserscheide zwischen dem Sereth- und Gnieznaflusse darstellenden Anhöhe, welcher die ursprüngliche Riffböschung zu sehen gestattet.

Das Vorkommen der Bryozoënriffe in den sarmatischen Schichten Russisch-Podoliens war schon viel früher bekannt. BARBOT DE MARNY bespricht es in seinem 1866 veröffentlichten Berichte über die Ergebnisse einer Reise durch Galizien, Volhynien und Podolien im Jahre 1865. In der durch EROFEJEFF gegebenen Inhaltsangabe[2]) wird von „bryozoischen Atollen“ gesprochen, welche bei Negin und Prevorotje (*Cardium protractum* und *Modiola marginata* enthalten, kleine, bisweilen bogenförmige Gebirgsketten bilden und aus *Eschara lapidosa* bestehen.

[1]) L. TEISSEYRE. Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 34. Bd., 1884, S. 299.

[2]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt. Wien 1876, S. 174.

V. Abschnitt.

Die pontische Stufe.

(Congerienschichten.)

Im Wiener Becken wurden die Schichten, welche als Süßwasserablagerungen auf die brackischen „Cerithienschichten“ der vorhergehenden Stufe folgen, zuerst als „Congerienschichten“ bezeichnet nach dem häufigen Vorkommen einer von Partsch als „*Congeria*“ benannten, in diesen Schichten besonders häufig vorkommenden Muschelgattung. Die heutigen Verwandten dieser Gattung leben in Süßwasserseen und auch die übrigen, in den Congerienschichten vorkommenden Conchylien sind zumeist Süßwassertypen. Dies gilt vor allem von den ungemein häufigen und vielgestaltigen Angehörigen der Gattung *Melanopsis* und den zahlreichen, kleineren und weniger auffallenden Gasteropoden aus den Familien der *Paludinidae* und *Hydrobiidae* (*Vivipara, Bythinia, Hydrobia, Pyrgula, Mohrensternia* u. a. m.) wie von den *Limnaeidae*, zu welchen wohl auch die sehr große Dimensionen erreichende, napfförmige Schale von *Valenciennesia* zu rechnen ist. Die sehr zahlreichen, überaus mannigfach gestalteten und teilweise reich verzierten Angehörigen der Gattung *Cardium* dürfen nicht als Beweis für die brackische Natur der Congerienschichten betrachtet werden, denn sie unterscheiden sich durch wesentliche Merkmale von den sarmatischen Formen, welche als ihre Vorfahren betrachtet werden können. Abweichungen im Schloßbau treten auf, durch welche sich Abich veranlaßt sah, für diese eigenartigen Cardien der Congerienschichten, deren Nachkommen heute noch im Kaspisee und im Schwarzen Meere vorkommen, die Gattungen *Adacna, Monodacna, Didacna* zu kreieren, die freilich nur künstlich zu sondern sind und deshalb von Stoliczka unter der Bezeichnung „*Limnocardium*“ vereinigt werden. Manche dieser Süßwassercardien zeichnen sich dadurch aus, daß sie starke Siphonen entwickeln und sinupalliat werden. Diese so sehr veränderten Limnocardien können also kaum für die brackische Natur der Gewässer, von welchen die Congerienschichten abgelagert wurden, sprechen. Für das Vorherrschen süßen Wassers entscheidet jedoch ein negatives Merkmal: das Fehlen jener Gattungen, welche wie *Nassa, Murex, Cerithium, Trochus, Mactra, Ervilia, Donax, Tapes* zwar den verringerten und variablen Salzgehalt des sarmatischen Binnenmeeres vertrugen, durch die weitere Aussüßung der Gewässer aber zum Aussterben kamen. Daß die genannten sarmatischen Gattungen den Congerienschichten allenthalben fehlen, zeigt wohl am besten, daß zur Zeit ihrer Ablagerung eine weitgehende Aussüßung in den ausgedehnten Binnenseen eingetreten sein mußte, aus denen ihr Absatz stattfand.

Für die Congerienschichten wurde später durch Hochstetter[1]) der Name „Pontische Stufe“ von dem geographischen Mittelpunkt der Ver-

[1]) F. v. Hochstetter. Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 20. Bd., 1870, S. 376.

breitung, dem Schwarzen Meere, das die Alten *Pontus euxinus* nannten, genommen, in dessen Nachbarschaft durch Barbot de Marny jene durch Südrußland weit verbreiteten Ablagerungen geschildert wurden, welche stets als typische Vertretung der pontischen Stufe betrachtet wurden.

Aus der Region des Schwarzen Meeres erstrecken sich die Ablagerungen dieser Stufe nach Ost in der Richtung der Manytschniederung zum Kaspisee und weiter in die Aralo-Kaspische Depression, nach Südwest in das Becken von Adrianopel und an die Westseite der Chalkidike, nach West in die Wallachei und weiter donauaufwärts, nach Nordwest bis gegen Czortkow in Galizien. Diese Ablagerungen sind aber nicht bloß in Osteuropa und in den anstoßenden Gebieten weit verbreitet, sie erstrecken sich auch über weite Gebiete des südwestlichen Europa. Die Congerienschichten Italiens und ihre Fauna haben uns Capellini und Cafici, jene des Rhônetales Mayer-Eymar und Fontannes kennen gelehrt. Donauaufwärts können wir die Ablagerungen der pontischen Stufe durch die große und kleine ungarische Ebene sowie durch den inner- und außeralpinen Teil der Niederung von Wien bis nach Mähren verfolgen.

Den Ablagerungen der pontischen Süßwasserschichten ist an vielen Stellen eine Zerstörung der sarmatischen Ablagerungen — die vorpontische Erosion — vorangegangen und es wurde im vorhergehenden Abschnitte gezeigt, daß diese Erosion schon gegen das Ende der sarmatischen Stufe, zur „mäotischen“ Zeit begonnen haben mag, wenn sie auch ihre größte Ausdehnung an der Grenze zwischen sarmatischer und pontischer Stufe erreicht haben dürfte. Damit begann für große Teile Europas, die vordem vom Meere bespült oder später durch ein ausgedehntes Binnenmeer bedeckt wurden, eine durchgreifende Änderung der Verhältnisse. Neumayr bezeichnete mit Recht die pontische Stufe als eine ausgezeichnete Kontinentalepoche, deren marine Äquivalente bis nun unbekannt seien und nimmt an, daß die Strandlinie der damaligen Zeit tiefer gelegen sei als die heutige.[1] Durch dieses Zurücktreten des Meeres mußten ausgedehnte Landverbindungen verursacht werden und diesem Umstande ist es wohl zuzuschreiben, daß die Bevölkerung des Festlandes mit dem Beginn der pontischen Stufe eine durchgreifende Veränderung erlitt. Die Säugetierfauna des Landes, deren Reste wir den pontischen Ablagerungen eingestreut finden, ist eine vollständig neue, eingewanderte, von afrikanisch-indischem Typus, welche der vorangegangenen, die von der Zeit der Kohlenablagerungen von Pitten-Eibiswald an bis in die sarmatische Epoche persistierte, fast vollkommen fremd gegenübersteht. Wohl mögen sich einige Formen dieser neuen Fauna aus den an Ort und Stelle vorhandenen Vorfahren allmählich entwickelt haben. *Mastodon longirostris* mag ein Nachkomme des *M. angustidens*, *Dinotherium giganteum* ein solcher des kleineren *Din. bavaricum* sein,

[1] M. Neumayr. Über den geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels. Denkschr. der k. Akad. d. Wissensch. Wien, 40. Bd., 1879, S. 255 u. 279.

Aceratherium incisivum, das in der neuen Fauna so häufig vorkommt, hat in der älteren so nahe Verwandte aufzuweisen, daß diese häufig unter demselben Namen angeführt werden (z. B. von HOFMANN aus der Fauna von Göriach), aber viele ältere Formen sind ohne Nachkommen verschwunden und dafür zahlreiche fremdländische eingewandert wie *Hipparion, Helladotherium*, zahlreiche Antilopen, *Machairodus, Hyaenarctos* und andere Formen mehr, die wir nicht aus den in Europa heimischen Elementen der älteren Säugetierfauna ableiten können.

Hinweisend auf die mannigfachen Pflanzenreste, welche C. v. ETTINGSHAUSEN aus den in Rede stehenden Schichten geschildert hatte,[1]) bemerkt E. SUESS: „Der allgemeine Charakter der Vegetation spricht auch hier für ein etwas wärmeres Klima und berechtigt uns, lebhafte Farben und einen warmen Ton über das Bild zu breiten, welches uns die Phantasie von dem damaligen Zustande unseres Landes entwirft. Immergrüne Wälder umgeben einen weiten stillen Binnensee, hie und da nur an feuchteren Stellen Raum lassend für hoch aufgeschossenes Schilf, dessen Halme unter dem schweren Tritte des Nashorns oder der Herden von Mastodonten krachen, welche in langem Zuge zur Tränke hinabsteigen an das kühle Wasser, vielleicht ebenso regelmäßig geordnet wie die Elefantenherde, welche BARTH am Tsadsee sah, voran die Männchen, dann die Jungen und am Schlusse die Weibchen. Die Antilopen fehlten auch hier nicht, *Hipparion* vertrat das Zebra, und wollte ich hindeuten auf Reste, welche bisher nur in etwas größerer Entfernung von unserer Stadt gefunden worden sind, so könnte ich hinzufügen, daß auch löwenartige Tiere und Hyänen um jene Zeit in Österreich lebten."[2])

Die Reste dieser Fauna finden sich ungleich häufiger als in den Congerienschichten in dem diese bedeckenden rotgelben Schotter, welcher wegen seines Auftretens in der Umgebung des kaiserlichen Schlosses Belvedere in Wien den Namen „Belvedereschotter" erhalten hat. Aber auch die eigentlichen Congerienschichten enthalten Reste derselben Säugetierfauna. In den Ziegeleien von Inzersdorf, von welchem Orte der Congerientegel den zumal in der älteren Literatur häufig gebrauchten Namen „Inzersdorfer Tegel" erhalten hat, findet man in einer Tiefe von etwa 10 Klaftern einen den Tegel durchziehenden Sandstreifen, welcher nivellierend auf den Unebenheiten der unteren Schichtfläche ruht und in welchem die Säugetierreste viel häufiger sind wie im Tegel selbst.

In der Ziegelei von Mannersdorf bei Angern findet sich in einem, von dem gewöhnlichen Typus der Congerientegel ziemlich abweichenden, nur spärliche Spuren von Unionen und Landschnecken (*Helix*) bergenden Mergel eine Einlagerung von gelblichem und grauem Quarzschotter, dessen Geschiebe nur Haselnußgröße erreichen. In dieser Schottereinlagerung wurden durch KITTL (Annalen des Hofmuseums 1891) Reste von *Mastodon longi-*

[1]) Die Tertiärflora von Wien. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, I. Bd.

[2]) E. SUESS. Der Boden der Stadt Wien, S. 63.

rostris, Dinotherium giganteum, Rhinoceros cf. Schleiermacheri, Hipparion gracile und *Amphicyon Gutmanni Kittl.* festgestellt.[1])

Ein weiteres, interessantes Vorkommen ebenderselben Fauna an der Basis diskordant auf sarmatischen Ablagerungen ruhender Congerienschichten vom Eichkogel bei Mödling schildert M. Vacek. Er beschreibt Reste von *Mastodon Pentelici, Dinotherium laevius, Aceratherium Goldfussi, Hipparion gracile, Hystrix primigenia, Helladotherium* und *Tragoceros*, also eine ungewöhnlich reiche Vergesellschaftung von Formen, unter denen sich zahlreiche für die Ablagerungen von Pikermi bei Athen bezeichnende vorfinden.[2])

Die angeführten Beispiele zeigen, daß, abgesehen von den vereinzelt im Congerientegel auftretenden Säugetierresten, sich im inneralpinen Becken von Wien in verschiedenen Niveaus sowohl an der Basis als mitten im Tegel Einlagerungen finden, in welchen Säugetierreste einer und derselben Fauna, welche gewöhnlich nach der Stelle ihrer reichsten Entwicklung, Pikermi bei Athen, schlechthin „Pikermi-Fauna" genannt wird, in größerer Menge auftreten. Ein in Ungarn bei dem Dorfe Baltavár nächst Vasvár gelegener, besonders reicher Fundort dieser Fauna mag hier gleichfalls Erwähnung finden, zumal die massenhafte Anhäufung von Landsäugetierresten an jener Stelle, wie Suess hervorhebt, manche Schwierigkeiten hinsichtlich der Erklärung ihrer Bildung darbietet. Ein weiter Strich flachen Landes besteht im westlichen Ungarn aus blauem Tegel, überlagert von Belvederegeschieben. Bei Baltavár wurde nun, mitten im Flachlande, mitten in dieser weiten Ausbreitung tertiärer Süßwasserschichten bei einem Straßenbau eine nur wenige Zoll starke, dunkel rostbraun gefärbte Lage im Tegel gefunden, welche wie ein Beinbett mit Säugetierknochen gefüllt war. „Alle Reste haben da ziemlich dieselbe Größe; es fehlen die Spuren kleinerer Tiere gänzlich und jene der großen Tiere, z. B. der *Proboscidier* und der *Helladotherium*, sind in kleine Stücke gebrochen. Zähne, Fuß- und Handwurzelknochen, namentlich von *Hipparion*, bilden die Hauptmasse, alle größeren Längsknochen sind zerbissen und zeigen die unzweifelhaften Spuren der Hyänenzähne. Hyänenreste selbst, sonst in unseren Tertiärablagerungen unbekannt, sind mehrfach gefunden worden. Mit einem Worte, die Reste entsprechen ganz und gar dem Inhalte einer Hyänenhöhle, aber es ist schwer zu begreifen, wie diese Reste so weit vom einstigen Festlande zur Ablagerung kommen konnten, ohne gänzlich zerstreut zu werden. Spuren einer großen *Helix*, Schalen von *Unionen* und Stücke verkieselten Holzes, ganz ähnlich jenen des Belvedereschotters, sind den Knochen beigemengt. — Es ist" — fügt Suess bei — „bereits angeführt worden, daß die meisten Knochenreste, welche man aus Inzersdorf kennt, aus einer dünnen Sandleiste stammen, welche in einer Tiefe von beiläufig 10 Klaftern sich durch den Tegel hinzieht; wie

[1]) Th. Fuchs. Über eine neuartige Ausbildungsweise pontischer Ablagerungen in Niederösterreich. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CXI, 1902, S. 449—453.

[2]) M. Vacek. Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 50. Bd., 1900, S. 169—186.

diese Sandleiste, so ist offenbar das Beinbett von Baltavár durch eine Strömung vom Lande in den See getragen worden."[1])

Wir werden später bei Besprechung der Belvedereschichten das Verhältnis derselben zu dem Inzersdorfer Tegel zu erörtern haben und auf die Ansicht von SUESS zurückkommen müssen, nach welcher der Tegel als schlammige Ablagerung in der Tiefe ebendesselben Binnensees gebildet wurde, an dessen Rand Sand und Schotter der Belvedereschichten als Deltabildungen eines Flusses zur Ablagerung kamen.

Vorher aber haben wir die Congerienschichten selbst einer näheren Betrachtung zu unterziehen.

Für das Weichbild von Wien hat TH. FUCHS eine Aufeinanderfolge der pontischen Schichten festgestellt, auf welche ich zunächst verweisen möchte, weil diese Gliederung auf zahlreiche sorgfältige Einzelbeobachtungen gegründet ist und unzweifelhaft den Tatsachen am besten entspricht, wenn auch die summarische Anführung der bezeichnenden oder vielmehr vorherrschenden *Melanopsis*-Formen der Gruppe *impressa-Martiniana-Vindobonensis* zu einigen Mißverständnissen geführt hat. Nach TH. FUCHS[2]) sind von unten nach oben folgende Glieder zu unterscheiden:

1. Grenzschicht zwischen den Congerien- und sarmatischen Schichten. An der Grenze beider Stufen findet sich zuweilen eine 1 bis 2 Fuß mächtige Schicht, in welcher neben den sarmatischen Bivalven, unter welchen *Tapes gregaria* besonders bezeichnend ist, *Melanopsis impressa* und *Congeria triangularis* auftreten, so zwar, daß die bezeichnenden Arten der Congerien- und sarmatischen Stufe in nahezu gleichem Verhältnisse gemischt vorkommen.

2. Schichten der *Congeria triangularis* und *Melanopsis impressa*. Unter einer Tegelmasse mit Ostracoden, kleinen Bithynien und Cardien vom Typus des *Cardium simplex* findet sich eine Lage von Sand und Geröllen mit *Melanopsis impressa* und *Congeria triangularis*.

3. Schichten der *Congeria Partschi* und *Melanopsis Martiniana*. An der Basis einer durch die genannten beiden Conchylien gekennzeichneten Tegelmasse findet sich eine 1 bis 2 Fuß mächtige Schicht, welche in großen Massen Gehäuse der *Melanopsis Martiniana* in allen Formabänderungen enthält. Dieser Komplex, in welchem untergeordnet auch *Melanopsis Vindobonensis* sowie vereinzelte kleinere Schalen von *Congeria subglobosa* vorkommen, dürfte im Mittel 20 Klafter mächtig sein.

4. Schichten der *Congeria subglobosa* und *Melanopsis Vindobonensis*. In feinen glimmerigen Sanden, welche den obersten Tegelschichten eingelagert sind, kommen in ungeheurer Menge *Congeria subglobosa*, *Melanopsis*

[1]) E. SUESS. Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 47. Bd., 1863. — S. 14 d. Sep.-Abdr.

[2]) TH. FUCHS in Nr. XXI der „Geologischen Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens". Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 25. Bd., 1875, S. 20.

Vindobonensis, M. pygmaea, M. Bouéi und *Cardium conjungens* vor. Der Tegel selbst ist arm an Resten und enthält nur in einzelnen Lagen *Congeria Cžjžeki* oder vereinzelte große Exemplare von *Cardium Carnuntinum var. Schedelianum.* Hie und da kommen Bänke von *Cardium Carnuntinum* vor. Mächtigkeit am Laaerberge beiläufig 24 Klafter.

Hier wäre nun zunächst zu bemerken, daß die in der „Grenzschicht", welche wir der bereits im vorhergehenden Abschnitte erörterten „mäotischen Stufe" zurechnen, auftretende *Congeria* nicht die echte *C. triangularis Partsch* ist. Wie BRUSINA zuerst gezeigt hat, wurde der *C. triangularis* im Wiener Becken durch M. HOERNES und die späteren Autoren eine selbständige weitere Form zugerechnet, für welche BRUSINA den Namen *Congeria Hoernesi* kreierte.[1] Diese *Congeria* ist es, auf Grund deren immer behauptet wurde, daß die tiefere Abteilung der Congerienschichten durch *Congeria triangularis* gekennzeichnet sei; eine Ansicht, die unhaltbar wird, sobald man mit BRUSINA und ANDRUSSOW die in die Gruppe der „*Triangularis*" gehörigen Congerien schärfer unterscheidet, als dies von den älteren Autoren geschehen ist. Über die uns hier zunächst interessierenden Formen dieser Gruppe bemerkt B. ANDRUSSOW: „Prof. BRUSINA hat gezeigt, daß früher unter dem Namen *triangularis* fast jede dreieckige, gekielte, flügelartig erweiterte *Congeria* verstanden wurde. Im engeren Sinne des Wortes muß man als *Congeria triangularis* nur Formen von mittlerer Größe mit zwei deutlichen Kielfalten bezeichnen, wie sie in den sandigen Radmanester Schichten vorkommen. Bei der viel größeren Form von Ödenburg (*Congeria Hoernesi*) ist die dorsale Falte verschwommen, der Hauptkiel sehr stumpf. Bei *Congeria croatica* aus jüngeren *Congeria-rhomboidea*-Schichten ist der Hauptkiel sehr scharf, die dorsale Falte unsichtbar." Diese Worte wurden angeführt, um die Notwendigkeit, die vielgestaltigen Formen der Gattung *Congeria* möglichst scharf zu sondern, zumal wenn es sich darum handelt, diese Formen für stratigraphische Unterscheidungen zu verwenden, entsprechend hervorzuheben.

Für das große pannonische Becken, in welchem nicht nur die Gattung *Congeria*, sondern auch insbesondere die von STOLICZKA von *Cardium* abgetrennte Gruppe *Limnocardium* einen ganz außerordentlichen Formenreichtum entwickelt und außerdem noch zahlreiche andere vielgestaltige Binnenconchylien auftreten, deren Mannigfaltigkeit, wie die Monographien von LORENTHEY, ROTH, HALAVÁTS, BRUSINA u. a. zeigen, weit über jene der pontischen Ablagerungen des Beckens von Wien hinausgehen, ergibt sich durch die Forschungen der ungarischen Geologen folgende Dreigliederung der pontischen Ablagerungen von unten nach aufwärts:

1. Untere Congerienschichten von Beocsin, Kneginecz, Csukicz mit *Congeria banatica, Limnocardium Lenzi* und *Syrmiense, Valenciennesia Pauli* und *Val. Böckhi.*

---

[1] S. BRUSINA. „Über die Gruppe der *Congeria triangularis*", Zeitschr. d. deutsch geolog. Ges., 44. Bd., 1892, S. 492. — Vergl. auch ANDRUSSOW „Fossile und lebende

2. **Mittlere Congerienschichten von Radmanest, Tihany, Kup;** hieher gehören wohl auch die tieferen, an *Congeria triangularis* (und zwar der echten für diesen Horizont bezeichnenden *C. triangularis Partsch*) reichen Schichten von **Szegzárd.**

3. **Obere Congerienschichten von Szegzárd, Nagy-Mányok, Arpád, Királykegye,** gekennzeichnet durch *Congeria rhomboidea, Limnocardium cristagalli, Limnocardium Semseyi* etc. etc.

Diese Gliederung ist sicher begründet und läßt auch, wie zumal durch Andrussow näher erörtert wurde, eine genauere Parallelisierung mit den pontischen Bildungen des unterdanubischen Beckens und Südrußlands zu. Schwieriger ist es, die Gliederung des mitteldanubischen Beckens mit jener des Wiener Beckens in Übereinstimmung zu bringen, was besonders deshalb befremdend ist, weil das sogenannte Wiener Becken gerade zur pontischen Zeit, wie noch eingehend zu erörtern sein wird, lediglich eine Bucht des großen pannonischen Binnensees darstellt, welche durch eine breite Verbindung zwischen dem Rosalien- und Leithagebirge mit diesem See zusammenhing. Es ergibt sich diese Schwierigkeit aber durch die auffallende Tatsache, daß die für die unteren Congerienschichten des mitteldanubischen Beckens bezeichnenden Formen ebensowenig in die Niederung von Wien eindringen wie die für die oberen Congerienschichten des großen pannonischen Sees charakteristischen. Keine einzige *Valenciennesia* ist bis nun in Niederösterreich oder Mähren gefunden worden, während sie in Südrußland, Rumänien und Ungarn zu den bezeichnendsten Conchylien der pontischen Schichten gehören und gewisse Arten dieser eigentümlichen, großen, kappenförmigen Schalen in den unteren, andere wieder in den höheren Horizonten erscheinen. Auch die Congerien und Limnocardien der unteren pannonischen Schichten fehlen im Wiener Becken gänzlich und gleiches gilt für die, die oberen Horizonte kennzeichnende *Congeria rhomboidea* und die vielgestaltigen Limnocardien aus der Gruppe des *Limnocardium cristagalli* und *L. Semseyi*, für welche Brusina die Untergattung *Budmania* kreierte. Aber auch die in den mittleren Congerienschichten Ungarns heimische echte *Congeria triangularis* kommt im Wiener Becken nicht vor. Auf der andern Seite sind die im Wiener Becken besonders häufigen und bezeichnenden Formen wieder in Ungarn selten. Dies läßt es erklärlich scheinen, daß Andrussow, der sich, wie bereits bemerkt, wesentlich um die Parallelisierung der pontischen Ablagerungen Österreich-Ungarns, Rumäniens und Rußlands bemühte, hinsichtlich der Deutung der im Wiener Becken auftretenden Horizonte mit größeren Schwierigkeiten zu kämpfen hatte. Es wurde bereits im vorhergehenden Abschnitte darauf hingewiesen, daß Andrussow zuerst an Stelle seiner mäotischen Stufe im Wiener Becken eine Lücke und eine Erosionszeit annahm, später aber meinte, daß eine solche Lücke in den Binnenablagerungen des Wiener Beckens nicht vorhanden sei und demgemäß die

Dreissensidae Eurasiens“ S. 161 des russischen Textes, Taf. VI, Fig. 1–3, 6–7 sowie S. 34 des deutschen „Resumé“.

Ansicht aussprach, daß die Congerienschichten des Wiener Beckens mit *Congeria subglobosa* und *C. spathulata* gar nicht in die pontische Stufe gehören, sondern als Äquivalente seiner mäotischen Stufe zu betrachten seien. Dagegen ist nun vor allem zu bemerken, daß ja, wie wir bereits im vorhergehenden Abschnitt sahen, auch im Wiener Becken eine Vertretung der „mäotischen Stufe“ in den schon durch Th. Fuchs als „Grenzschicht“ zwischen den sarmatischen und pontischen Ablagerungen bezeichneten, mit einer eigenartigen Mischfauna der beiden Stufen erfüllten Ablagerungen um so mehr zu erkennen ist, als an manchen Stellen mit diesen Ablagerungen eine teilweise Zerstörung der sarmatischen Bildungen Hand in Hand geht. In einem großen Teile des pannonischen Beckens, zumal in Kroatien und Slavonien, ist die mäotische Stufe durch die eigenartige Entwicklung der „weißen Mergel“ vertreten. Auch diese enthalten stellenweise sarmatische Conchylien mit einzelnen pontischen Beimengungen. Alle diese mäotischen Bildungen, welche wohl am besten nur als letzte, untergeordnete Phase der sarmatischen Stufe betrachtet werden, weisen nirgends innigere Beziehungen zu den echten Congerienschichten des Wiener Beckens auf, es sind im Gegenteil sowohl die *Congeria*- als die *Melanopsis*-Arten, welche in den mäotischen Schichten auftreten, wesentlich verschieden von den jüngeren Formen der pontischen Schichten, als deren Vorfahren sie sich bei näherer Betrachtung erweisen. Es ist also anzunehmen, daß die Congerienschichten der Niederung von Wien altersgleich sind den pontischen Ablagerungen des mitteldanubischen Beckens mit alleiniger Ausnahme vielleicht des obersten Horizontes der letzteren, d. i. der obersten Congerienschichten von Arpád, Nagy-Mányok etc., welche durch *Congeria rhomboidea* und die *Limnocardien* aus der Gruppe des *Limn. cristagalli* gekennzeichnet sind, welche Schichten möglicherweise im Wiener Becken durch den Belvedereschotter vertreten sind. Es würden sich somit die in der nachstehenden Tabelle ersichtlich gemachten Parallelen ergeben:

Stufen	Wiener Becken	Mitteldanubisches Becken
Levantinische Stufe	Süßwasserschichten von Moosbrunn Süßwasserkalk vom Eichkogel bei Mödling	Paludinenschichten Slavoniens und Siebenbürgens
Pontische Stufe	Belvedereschotter	Obere Congerienschichten von Okrugljak, Arpád, Nagy-Mányok, Szegzárd und Kurd mit *Congeria rhomboidea*
	Schichten mit *Congeria subglobosa* und *C. spathulata*	Mittlere Congerienschichten von Markusevecz, Radmanest, Tihany, Kup. — Tieferer Horizont von Szegzárd mit *Congeria triangularis*

Stufen	Wiener Becken	Mitteldanubisches Becken
Pontische Stufe	Schichten mit *Congeria Partschi*	Untere Congerienschichten mit *Cardium Lenzi, Congeria banatica, Valenciennesia Pauli* und *Val. Böckhi*
Mäotische Stufe	Fluviatile Einschwemmungen in den obersten sarmatischen Ablagerungen mit *Melanopsis impressa* u. *Congeria Hoernesi*. Erosion	Weiße Mergel von Kroatien und Slavonien

Für Wien haben die Ablagerungen der pontischen Stufe, welche in der Form congerienführender Tegel entwickelt sind, große Bedeutung in praktischer Hinsicht. Einmal, weil diese wasserundurchlässigen Tegel in einem großen Teile des Weichbildes der Stadt auftreten und an ihrer Oberfläche in den auflagernden, wasserdurchlässigen Schichten Ansammlungen von Wasser verursachen, dann aber insbesondere deshalb, weil gerade die Congerientegel das im ausgedehntesten Maße zur Erzeugung von Ziegeln verwendete Material liefern. Die erste Schilderung der ausgedehnten Ziegeleien am Wiener Berge hat J. Čžjžek veröffentlicht. Von der Ortschaft Inzersdorf am Liesingbache haben die Congerienschichten den in der Literatur ehedem noch häufiger gebrauchten Namen „Inzersdorfer Tegel" erhalten, weil gerade bei jener Ortschaft die größten Ziegelgruben sich fanden. Die Mächtigkeit dieses Tegels erreicht in jener Gegend, in welcher er derzeit durch die ungemein ausgedehnten und tiefreichenden Gruben der Wienerberger Ziegelfabrikations-Gesellschaft aufgeschlossen ist, die fast das gesamte, bei den Bauten Wiens verwendete Ziegelmaterial liefern, über 100 *m*, ja am Laaer Berge wurde bei einer Bohrung der Congerientegel mit 144 *m* noch nicht durchsunken. Auch an anderen Stellen des Wiener Beckens, so in Brunn am Gebirge, wird der Congerientegel in ausgedehnter Weise zur Ziegelbereitung verwendet. Die Ziegeleien am Wiener Berge allein übertreffen aber in ihrer Erzeugung um ein Vielfaches den Betrag an Ziegeln, der im Wiener Becken aus älteren Tegelablagerungen — aus dem Badener Tegel des „Vindobonien" und dem Hernalser Tegel der sarmatischen Stufe — gewonnen wird.

Wie schon oben hervorgehoben, stand die Niederung von Wien zur pontischen Zeit in inniger Verbindung mit dem mitteldanubischen Becken. Auf diesen Umstand hat bereits F. v. Hauer mit Nachdruck hingewiesen, als er die Verbreitung der „Inzersdorfer Schichten" erörterte.[1] Hauer be-

[1] F. v. Hauer, Über die Verbreitung der Inzersdorfer (Congerien-)Schichten in Österreich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XI, 1860, S. 3.

merkte damals, daß die von M. Hoernes in seinem Werke über die Mollusken des Wiener Tertiärbeckens gegebenen Daten[1]) es außer Zweifel stellen, daß die Inzersdorfer Schichten im Wiener Becken aus einem großen zusammenhängenden See abgesetzt wurden, von dem ein Durchmesser von Ödenburg bis Gaya in Mähren schon die ansehnliche Länge von 20 Meilen erreiche. „Auf eine noch weit größere Ausdehnung dieses Sees nach Osten aber deuten die Fossilien der Inzersdorfer Tegel im ungarischen Becken, von dem das Wiener Becken, wie schon Partsch wiederholt hervorhob, nur eine Bucht bildet. Ein unmittelbarer Zusammenhang der Gewässer beider bestand wohl noch während der Zeit der Ablagerung der Inzersdorfer Schichten; denn gerade in der Enge zwischen dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, d. i. in dem Dreiecke zwischen Neustadt, Eisenstadt und Ödenburg, sind diese Schichten an mehreren Stellen mit reicher Petrefaktenführung entwickelt.“ In jener Gegend treten über den Cerithienschichten der sarmatischen Stufe, welche in dem Eisenbahneinschnitte bei Neudörfl im SO von Wiener-Neustadt aufgeschlossen sind, die Inzersdorfer Tegel mit *Congeria subglobosa* und *C. spathulata* auf. An späterer Stelle werden wir darauf zurückzukommen haben, daß auch die im Hangenden dieser Tegel auftretenden Lignitablagerungen von Zillingsdorf und Neufeld wahrscheinlich ebenfalls der pontischen Stufe zuzurechnen sind und nicht, wie Stur meinte, seinen Moosbrunner Schichten angehören, in welchen wir ein Äquivalent der unteren Paludinenschichten Slavoniens, also levantinische Ablagerungen erkennen.

An dem innigen Zusammenhange der pontischen Ablagerungen des großen pannonischen Beckens und der Niederung von Wien ist demnach nicht zu zweifeln. Für diesen unmittelbaren Zusammenhang ist auch die Hochlage der Congerienschichten auf dem Sattel zwischen dem Rosalien- und Leithagebirge von Interesse. Daß der Spiegel des pontischen Binnensees in der Niederung von Wien sehr hoch stand, lehrt auch ein interessantes Vorkommen nächst dem Richardshofe westlich vom Eichkogel bei Mödling. Dort lagert unmittelbar auf mesozoischem Kalkstein (rhätischem Lithodendronkalk) ein festes Conglomerat, welches zahlreiche Conchylienreste, *Congeria* und *Melanopsis* aber lediglich in Hohldrücken und Steinkernen enthält und offenbar eine Strandfazies der Congerienschichten darstellt, welche nach Fuchs in ihrer Fauna größere Ähnlichkeit mit jener der Congerienschichten von Radmanest und Tihany darbietet.[2])

Die Congerienschichten Mährens, welche in ihrer Lignitführung schon seit langer Zeit bekannt sind — schon 1830 beschrieb A. Boué die braunkohlenführenden Ablagerungen der Gegend von Czeitsch und Gaya, machte auf ihren Reichtum an Melanopsiden aufmerksam und wies auf ihren Zusammen-

[1]) M. Hoernes. Die fossilen Mollusken und Tertiärbecken von Wien, I, S. 587.

[2]) Th. Fuchs. Über ein neuartiges Vorkommen von Congerienschichten bei Gumpoldskirchen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XX, 1870, S. 128.

hang mit dem Wiener Becken hin,[1]) während P. Partsch 1844 in seinen „Erläuternden Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien“ hervorhob, daß die Schichten, welche das „bituminöse Holz“ dieser Gegend einschließen, mit zahllosen Congerien erfüllt sind und *Melanopsis Martiniana* führen — hat V. Uhlig 1892 näher geschildert.[2]) Das inneralpine Wiener Becken greift mit einer gegen NO sich allmählich verschmälernden Bucht weit in das Gebiet der mährischen Karpatensandsteinzone ein. In ihren nördlichen Teilen ist die Bucht vorwiegend von Ablagerungen der Congerienstufe ausgefüllt, während sarmatische und mediterrane Bildungen erst weiter südlich folgen. An der Basis der pontischen Ablagerungen tritt ein Süßwasserkalk auf, welchen Th. Fuchs 1880 am Fuße des Czejkowitzer Berges, überlagert von sandigen Congerienschichten, aufgeschlossen fand.[3]) Abgesehen von wahrscheinlich neuen Arten der Gattungen *Planorbis* und *Limnaeus* nennt Fuchs aus diesem Süßwasserkalk *Planorbis pseudammonius Voltz. Plan. nitidiformis Gob.*, *Limnaeus Forbesi Gaud. Fisch.*, *Valvata variabis Fuchs*, *Helix* ähnlich der lebenden *H. pilosa L.* Uhlig konnte die seinerzeit von Fuchs beobachteten Aufschlüsse am Czeikowitzer Berg nicht mehr untersuchen, wohl aber fand er ähnliche Kalksteine nördlich von jenem Berge, in der Niederung nahe bei der Ortschaft Czeitsch. Die Zusammensetzung der Congerienschichten selbst ist nach Uhlig im Gebiete des südmährischen Braunkohlenbeckens eine einförmige, auf weite Strecken gleichartige. In der Mitte des Beckens treten geschichtete Tegel auf, während in der Nähe des alttertiären Grundgebirges vorwiegend feine, hellgelbliche Sande entwickelt sind. Die letzteren sind auf einem viel größeren Flächenraume verbreitet als die Tegel. Den hauptsächlichsten Bestandteil der Congeriensande bildet ein überaus feinkörniger, glimmerreicher, tegeliger Sand, welcher sich mit den Fingern zu Staub zerreiben läßt und daher von der Bevölkerung als „pražnice“ oder „Stauberde“ bezeichnet wird. Grober Sand tritt selten auf, häufiger finden sich dünne, graue, bläuliche oder schwärzliche Tegellagen. Treffliche Aufschlüsse in den Congeriensanden bietet die Umgebung der Stadt Bisenz. Die Sande erreichen ungefähr 100 *m* Mächtigkeit und sind in verschiedenen Höhen reich an Congerien sowie an *Melanopsis Martiniana* und *Mel. Bouéi.* — Die Lignitflötze, welche bei Scharditz, Howoran, Czeitsch, Dubnian etc. auftreten, gehören den tiefsten Partien der pontischen Ablagerungen an. Uhlig erwähnt von vielen Stellen eine Muschelschicht, die ungefähr 2 bis 2·5 *m* über dem mächtigen Hauptflötz liegt, mit *Congeria triangularis*, *Melanopsis Martiniana*, Neritodonten, Valvaten, Orygoceren. Die tegeligen Congerienschichten nehmen die Muldenmitte bei

[1]) A. Boué. Sur le sol de la Galicie. Journal de Géologie, II, Paris 1830, S. 18. — Sur le sol tert. des Alpes Alemandes. Journal de Géologie, II, S. 374, 384.

[2]) V. Uhlig. Bemerkungen zum Kartenblatte Lundenburg—Göding. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLII, 1892, S. 113.

[3]) Th. Fuchs. Über ein neues Vorkommen von Süßwasserkalk bei Czeikowitz in Mähren. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1880, S. 162.

Göding ein, die Fauna des Tegels besteht fast nur aus Cardien und Congerien, während die Melanopsiden fast ganz fehlen. Congerien aber, zumal die große *Congeria subglobosa* kommen ziemlich häufig vor, etwas seltener *Congeria triangularis*. In Beziehung auf die von UHLIG als *triangularis* angeführten Reste sei bemerkt, daß es sich selbstverständlich nicht um die echte *C. triangularis Partsch*, sondern nur um ähnliche Formen handelt. ANDRUSSOW beschreibt in seiner Monographie der *Dreissensiidae* Eurasiens nicht weniger als vier Formen dieser Gruppe aus pontischen Ablagerungen Mährens: *Congeria Wähneri And., C. moravica And., C. Zujovići Brus.* und *C. ornithopsis Brus.*, welche eine eigene Unterabteilung bilden. Nach BRUSINA käme bei Czeitsch auch *C. Hoernesi* vor. Von besonderem Interesse ist die Fauna der obenerwähnten „Muschelschicht". Überhaupt entwickeln die pontischen Schichten Mährens einen großen Reichtum an verschiedenartigen Formen, wie dies schon die tabellarischen Verzeichnisse M. AUINGERS[1]) hinsichtlich der Fundorte Wrazow, Bisenz, Gaya, Czeitsch, Czejkowitz und Scharditz erkennen lassen. TH. FUCHS hebt in der Einleitung zu dieser Zusammenstellung die eigenartige Zusammensetzung der Congerienfauna von Bisenz und Gaya hervor, zumal ihren Reichtum an kleinen Cardien, Melanien, Bithynien, Valvaten u. s. w., welche an die Fauna von Tihany erinnern. UHLIG schließt sich dieser Ansicht an und betont die innigen Beziehungen, welche die pontische Fauna Mährens zu jener des Südostens aufweist.

In Galizien waren bis 1881 Congerienschichten gänzlich unbekannt; im genannten Jahre aber beschrieb V. HILBER auf Grund von Aufsammlungen H WOLFS pontische Conchylien aus alten Flußalluvionen von Czortkow. Es sind *Melanopsis Bouéi, M. pygmaea* und jugendliche Congerien, welch letztere nach HILBER[2]) entweder zu *Congeria amygdaloides Dunker* oder zu *Congeria Čjžeki M. Hoern.* gehören. Die Fossilien fanden sich offenbar auf sekundärer Lagerstätte und dürften aus dem sogenannten „Blocklehm" stammen. Der Name Blocklehm ist zuerst von PETRINO gebraucht worden für Lehmablagerungen, welche im südöstlichen Teile Galiziens und in der Bukowina in großer Ausdehnung vorkommen. Es scheint, daß ein Teil dieser Bildungen noch tertiären Alters ist. HILBER verweist auf Notizen in WOLFS Tagebüchern, in welchen es heißt: „Der Name Blocklehm mag, so lange man nicht weiß, ob man mit ihm nicht noch die sarmatische oder eine Vertretung der Congerienstufe vor sich hat, beibehalten bleiben"; ferner: „Der Blocklehm ist dort, wo er frisch, stets grün und als Tegel zu deklarieren." O LENZ sagt übereinstimmend: „Nicht selten beobachtet man an tieferen Einschnitten einen allmählichen Übergang des Berglehms in einen schmutzigblauen Ton, so daß man manchmal etwas im Zweifel sein kann, ob man

[1]) M. AUINGER. Tabellarisches Verzeichnis der bisher aus den Tertiärbildungen der Markgrafschaft Mähren bekannt gewordenen fossilen Conchylien. Verh. d. naturf Ver. in Brünn, IX. Bd., 1870.

[2]) V. HILBER. Fossilien der Congerienstufe von Czortków in Ostgalizien. Verh. d geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 188.

nicht bereits echte tertiäre Lagen vor sich hat.“[1]) Hingegen charakterisiert C. M. PAUL den Blocklehm als einen gelben Lehm mit weißen, zerreibbaren Kalkkonkretionen ohne Lößschnecken und ohne Säugetierreste, dessen Unterlage stets Neogensand, Sandstein oder Mergel bilden, über Karpatensandstein habe er ihn nirgends beobachtet. Die Genesis dieser Bildung sei nicht ganz klar, jedenfalls aber sei dieselbe von den heutigen Flußläufen unabhängig. Der Blocklehm sei sicher das älteste Glied der diluvialen Ablagerungen dieser Gegend.[2]) HILBER erinnert ferner daran, daß H. WOLF durch Schlämmen aus Blocklehm sowie aus anderem, dem Löß nicht ähnlichen Lehm einzelne Lößschnecken erhalten habe[3]) und gelangt zu der Ansicht, daß nur ein Teil der als Block- oder Berglehm bezeichneten Schichten der Congerienstufe angehöre.

In Steiermark treten Ablagerungen der pontischen Stufe erstlich in der Grazer Bucht auf, die unmittelbare Fortsetzung der Ausfüllung des pannonischen Beckens bildend. Die Congerienschichten sind jedoch räumlich viel beschränkter als die fluviatilen Sand- und Schotterablagerungen, welche unten als „thracische Bildungen“ erörtert werden sollen. Immerhin sind an mehreren Stellen der östlichen Steiermark Congerienschichten nachgewiesen worden und besonderes Interesse beanspruchen darunter die unmittelbar unter Basalttuff liegenden Tegel in dem Aufschluß der „Teufelsmühle“ auf der Nordostseite der Hochstraden bei Gleichenberg. In Untersteiermark setzen die Congerienschichten Kroatiens fort und entwickeln stellenweise einen bedeutenden Reichtum an wohlerhaltenen Versteinerungen, so z. B. an dem bereits von STUR in seiner Tabelle der Fauna der „oberen Stufe“ (Belvedereschotter und Congerientegel) als reichhaltig angeführten Fundorte Kumreuz, Hafnerthal NO.[4]) Die dortigen Congerienschichten führen als häufigste Form die große *Congeria ungula caprae Münst.*, welche früher auch wohl als *Congeria balatonica var. crassitesta Fuchs* bezeichnet wurde, aber wie BRUSINA und HALAVATS zeigten, eine selbständige Art darstellt, welcher der von MÜNSTER für die „versteinerten Ziegenklauen“ von Tihany gegebene Name erhalten bleiben muß. Die Congerienschichten von Hafnerthal bei Lichtenwald liegen hoch über dem Savetal unmittelbar auf Triasschichten in bedeutend höherem Niveau als die bei Lichtenwald auftretenden mediterranen Lithothamnienkalke und sarmatischen Ablagerungen.[5])

Von großem Interesse sind die dalmatinischen Congerienschichten, zumal deshalb, weil ihr Auftreten auf den heute isolierten

[1]) O. LENZ. Die Beziehungen zwischen Nyirok, Laterit und Berglehm. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1878, S. 81.

[2]) C. M. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1876, S. 327.

[3]) H. WOLF. Das Aufnahmsgebiet in Galizisch-Podolien im Jahre 1875. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1876, S. 182.

[4]) D. STUR. Geologie der Steiermark, S. 613.

[5]) R. HOERNES. Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1878, S. 22.

Inseln bekundet, daß zur Zeit der pontischen Stufe die nördliche Adria ein Festland war, auf welchem Süßwasserseen lagen. Wir werden später hören, daß das Vorkommen junger Knochenbreccien und fluviatiler Sande beweisen, daß der Einbruch des Meeres in das junge Senkungsgebiet der nördlichen Adria erst kurz vor der Gegenwart eingetreten sein kann. Darüber, daß zur pontischen Zeit ausgedehnte Süßwasserbecken in diesem Gebiete vorhanden waren, belehren uns z. B. die Darlegungen V. Radimskys über die kohlenführenden Ablagerungen der Insel Pago,[1]) welche auch nach der Insel Arbe fortsetzen.[2]) In den Hangendmergeln des Tagbaues von Collane auf Pago beobachtete Radimsky Pflanzenreste, welche von Ettingshausen als *Glyptostrobus europaeus* und *Callitris Brongniarti* bestimmt wurden, ferner Schalen von *Congeria, Pisidium, Planorbis.* Die *Congeria,* welche zuerst als *C. triangularis* bestimmt wurde im Sinne der weiten Fassung, welche M. Hoernes dieser Art zu teil werden ließ, stimmt mit Brusinas *Congeria croatica* überein. Radimsky zweifelt nicht, daß auch die Lignitvorkommnisse von Sto. Spirito auf Pago und damit ein langer, auf der Hauerschen Karte als Eocän bezeichneter Streifen an der Küste von Pago dem Neogen angehöre, obwohl er in Sto. Spirito keine Versteinerungen gesammelt habe. Aus älterer Zeit liegen jedoch in der Sammlung des geologischen Institutes der Universität Graz Versteinerungen, welche wohl von den in den Dreißigerjahren zu Sto. Spirito betriebenen Rothschildschen Gruben herrühren und Radimskys Ansicht bestätigen. Neben *Congeria croatica Brus.* findet sich eine *Melania,* welche der *Melania* (*Melanoides*) *Vasarhelyi Hantken* sehr nahe steht, aber hinter den riesigen Dimensionen dieser Form stark zurückbleibt, ferner ein *Unio,* der dem *Unio atavus Partsch* gleicht.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß manche der Binnenablagerungen des dalmatinischen Festlandes, deren Fauna durch M. Neumayr[3]) und Sp. Brusina[4]) geschildert wurde, so zumal die Melanopsidenmergel von Miocic bei Dernis, von Ribaric bei Verlicca, von Turiak und von Sinj demselben pontischen Niveau angehören wie die Congerienschichten von Pago. Möglicherweise aber haben diese dalmatinischen Binnenablagerungen, deren Fauna Brusina in einer langen Liste aufzählt,[5]) ebenso wie manche Binnenablagerungen Bosniens und der Herzegowina ein noch etwas höheres Alter. Indessen scheint auch das Vorkommen der *Congeria croatica* — einer für die Fauna

[1]) V. Radimsky. Das Lignitvorkommen auf der Insel Pago. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1877, S. 95.

[2]) V. Radimsky. Über den geologischen Bau der Insel Arbe in Dalmatien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXX, 1880, S. 111.

[3]) M. Neumayr. Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. I. Die dalmatinischen Süßwassermergel. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIX, 1869, S. 354.

[4]) Sp. Brusina. Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Agram 1874.

[5]) Sp. Brusina. Matériaux pour la faune malacologique de la Dalmatie, de la Croatie et de la Slavonie, Agram 1897, S. XV—XVI.

von Okrugljak bei Agram bezeichnenden Art — auch in den herzegowinischen Binnenbildungen (z. B. bei Mostar) auf das pontische Alter derselben hinzuweisen.

Mit einigen Worten muß auch noch die Stellung der pontischen Stufe zu der landläufigen Gliederung der Tertiärablagerungen in Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän berührt werden. Abgesehen von der später durch Beyrich eingeschobenen Abteilung „Oligocän", wurden die übrigen Hauptabteilungen der Tertiärformation durch Lyell auf Grund des durch die Deshayesschen Zusammenstellungen eruierten Prozentgehaltes der Meeresablagerungen kreiert, und zwar waren für das Eocän das Pariser Becken, für das Miocän Mittelfrankreich, zumal die Touraine, für das Pliocän aber die jungtertiären Meeresablagerungen Italiens maßgebend. Unsere pontische Stufe, für welche ein marines Äquivalent dermalen noch gar nicht ermittelt ist, fällt nun an die Grenze des Miocän und Pliocän und kann mit demselben Recht der einen wie der anderen Abteilung zugerechnet werden. Es ist eine Binnenablagerung, die nur künstlich in das für die Meeresbildungen geschaffene Schema eingezwängt werden kann. Durch längere Zeit wurden die Congerienschichten oder der „Inzersdorfer Tegel" der Miocänabteilung zugerechnet, weil man die Säugetierfauna mit *Mastodon longirostris* und *Hipparion gracile*, deren Reste in geringerer Zahl dem Tegel selbst eingelagert sind, in größerer Menge aber in den darüber folgenden Belvedereschichten auftreten, als die jüngste miocäne Landfauna betrachtete, im Gegensatze zu der pliocänen Fauna des Arnotales, von der man wußte, daß sie mit den pliocänen Meeresablagerungen Italiens gleichzeitig sei. Die Säugetierfauna mit *Hipparion gracile*, die „zweite Säugetierfauna" des Wiener Beckens, wie sie Suess nannte, welche übereinstimmt mit jener von Eppelsheim im Mainzer Becken und in der Fauna von Pikermi bei Athen und in jener vom Mont Léběron weitere Vertretung findet, ist früher ganz allgemein als miocän bezeichnet worden, bis Th. Fuchs dagegen Stellung nahm und zu zeigen versuchte, daß diese Fauna und ebenso die gesamte pontische Stufe zum Pliocän zu rechnen sei. Als wesentliche Beweggründe wurden dabei angeführt, daß Süßwasserablagerungen vom Charakter der pontischen Stufe in Griechenland über marinen Pliocänablagerungen lägen und daß auch im Rhônetal die dortigen Congerienschichten auf mio-pliocänen, das heißt einen Mischtypus von miocänem und pliocänem Habitus aufweisenden Meeresablagerungen folgten. Trotzdem die vorgebrachten Tatsachen die Frage deshalb nicht im Sinne von Fuchs entscheiden konnten, weil in Griechenland jüngere (levantinische) Süßwasserbildungen, nicht aber echte pontische über den Meeresbildungen auftreten und im Rhônetal die Congerienschichten nachweislich unter den pliocänen Ablagerungen liegen, hat die Kontroverse über die Frage, ob die Hipparionfauna und die Congerienschichten zum Miocän oder zum Pliocän zu stellen sei, damit geendet, daß die ältere Meinung von einem Teile der Fachgenossen aufgegeben und das angebliche pliocäne Alter der pontischen Stufe akzeptiert wurde, während ein anderer

Teil an dem miocänen Alter der Pikermifauna festhält (so z. B. ZITTEL in seinen „Grundzügen der Paläontologie").

Eine nähere Beleuchtung dieser Streitfrage scheint hier kaum tunlich und eine Verteidigung des seinerzeit von DE STEFANI und NEUMAYR gegen FUCHS eingenommenen Standpunktes, der heute außer von ZITTEL auch noch durch DEPÉRET festgehalten wird und den auch der Verfasser für zweckmäßiger hält, mag an anderer Stelle versucht werden. Solche Fragen über die Abgrenzung der künstlich geschaffenen chronologischen Epochen haben nur einen nebensächlichen Wert, während das Hauptgewicht auf die Untersuchung der Aufeinanderfolge der natürlichen Schichtgruppen und die Feststellung der Gleichzeitigkeit oder Verschiedenheit in den einzelnen Verbreitungsgebieten zu legen ist. In diesem Sinne haben wir erstlich festzustellen, daß marine Äquivalente der pontischen Stufe bis nun unbekannt sind und die ganze Reihe der pliocänen Meeresablagerungen des Mittelmeergebietes jüngeren Alters ist. Den Binnenablagerungen der pontischen Stufe folgen jedoch im südöstlichen Europa ausgedehnte Süßwasserbildungen einer jüngeren Stufe, der levantinischen, von welcher wir hören werden, daß sie stellenweise Säugetierreste bergen, die entschieden auf ein pliocänes Alter dieser Stufe hinweisen. Wir werden sehen, daß an zahlreichen Stellen der österreichisch-ungarischen Monarchie in den Süßwasserbildungen dieser jüngeren Stufe die Fauna mit *Mastodon arvernensis* und *Tapirus hungaricus* auftritt, welche in der Tat pliocänen Alters ist und der Fauna von Montpellier entspricht.

VI. Abschnitt.

Thracische Bildungen.

(Belvedereschotter.)

In der inneralpinen Niederung von Wien tritt in großer Ausdehnung auf den Ablagerungen der Congerienschichten eine fluviatile Bildung auf, welche von den nächst dem kaiserlichen Schlosse Belvedere einst vorhandenen Sand- und Schottergruben, welche diese Schichten aufschlossen, den Namen „Belvedereschotter" erhalten hat. Diese Schichten vom Belvedere bestehen hauptsächlich aus einem rotgelben Schotter, dessen einzelne Geschiebe nicht allzugroße Dimensionen erreichen und auch durch das Vorherrschen von Quarz den weiten Transport bekunden, welchen sie durchgemacht haben. Das Material des Belvedereschotters, welches offenbar durch die Zerstörung kristallinischer Gebirgsarten entstanden ist, besteht zum weitaus überwiegenden Teile, ja fast ausschließlich aus Geschieben von weißem Quarz, deren Oberfläche rotgelb gefärbt ist und welche die bezeichnende keilförmige Gestalt der Flußgeschiebe aufweisen. Diese, auf fluviatilen Ursprung der Ablagerung hinweisende Gestaltung hat bereits A. v. MORLOT erkannt[1]) und

[1]) Berichte der Freunde der Naturwissenschaften, VII, S. 112.

E. Suess in seinem Werke über den Boden von Wien als bezeichnend im Gegensatze zu den ovalen oder zylindrischen Grundformen der Meeresgerölle hervorgehoben. Infolge der keilförmigen Gestalt der Geschiebe läßt sich auch eine Orientierung derselben und damit die Richtung des Stromstriches jenes Flusses, der sie ablagerte, feststellen. „In der Schottergrube nächst dem Marxer Friedhofe“ — sagt E. Suess[1]) — „bemerkt man eine Schotterbank, in welcher alle diese keilförmigen Geschiebe, in einfacher Reihe liegend, sich in schräger, etwa nach NW geneigter Richtung knapp aneinander schließen, so die Wirkung einer aus NW kommenden Strömung unmittelbar verratend.“ Der Belvedereschotter erreicht in jener Gegend bis 8 *m* Mächtigkeit, über ihm folgt, unmittelbar unter die diluvialen Bildungen reichend, feiner gelber Sand von 2 *m* Mächtigkeit, während der Schotter stellenweise unmittelbar auf dem Tegel der Congerienschichten ruht, stellenweise aber durch eine Sandschicht von demselben getrennt ist. Hier wie auch anderwärts spielen demnach die gelben oder rotgelben Sande eine untergeordnete Rolle gegenüber dem vorherrschenden Schotter. Zu dem letzteren gesellt sich häufig zäher, rotgelber Ton.

Im Sand und Schotter finden sich häufig die Reste von landbewohnenden Säugetieren, vom *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Aceratherium incisivum* und *Hipparion gracile*. Es ist dieselbe Fauna, welche wir bereits oben, bei Besprechung der pontischen Stufe kennen gelernt haben, nur finden sich ihre Reste in den fluviatilen Anschwemmungen des Belvedereschotters vergleichsweise häufiger als im Congerientegel. Die rostgelben Sande von Eppelsheim im Mainzer Becken beherbergen dieselbe Fauna und auch in den roten Tonen von Pikermi bei Athen treffen wir die bezeichnenden Elemente derselben wieder, ebenso wie in den *Hipparion*-Schichten von Cucuron am Mont Léberon im südlichen Frankreich, so daß an der Zusammengehörigkeit aller dieser Fundstellen zu einem und demselben Horizonte nicht wohl gezweifelt werden kann.

Den Namen „Thracische Stufe“ hat F. v. Hochstetter[2]) auf Grund seiner Untersuchungen in der europäischen Türkei gegeben. Er fand hier in ausgedehnter Verbreitung rotgelbe Schotter, welche offenbar derselben Bildungszeit angehörten, wie die oben besprochenen Ablagerungen vom Belvedere. Es muß jedoch bemerkt werden, daß man keineswegs von einer thracischen Stufe als einer eigenen Epoche sprechen kann, welche der vorangegangenen pontischen Stufe als selbständig und gleichwertig folgte. Es muß im Gegenteil betont werden — was ja schon bei Besprechung der pontischen Ablagerungen erwähnt wurde — daß diese Bildungen in Binnenseen zu stande kamen, während gleichzeitig fließendes Wasser Schotter und Sande aufschüttete. Infolge der allmählichen Auffüllung der Seebecken gewannen gegen das Ende der pontischen Zeit die fluviatilen Ablagerungen

[1]) E. Suess. Der Boden der Stadt Wien, S. 65.

[2]) F. v. Hochstetter. Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 20. Bd., 1870, S. 377.

immer mehr das Übergewicht über die lakustren. Wir sehen aber sowohl in den echten Congerienschichten Einlagerungen von Schotter und Sand, häufig mit den bezeichnenden Resten von Landsäugetieren des Belvedereschotters, andererseits treffen wir auch in den höheren vorherrschenden Schotterlagen der Belvedereetage zuweilen lakustre Zwischenschichten: Sande mit *Melanopsis* und *Congeria*. Wenn auch im Weichbilde von Wien selbst die Überlagerung des lakustren Komplexes der Congerienschichten durch den fluviatilen der Belvedereschotter und -sande sehr scharf zum Ausdrucke kommt, so hat doch SUESS gerade bei Schilderung der dortigen Verhältnisse mit Recht darauf hingewiesen, „daß das Herübergreifen einer bedeutenden Anzahl identischer Arten beweist, daß die im organischen Leben vor sich gegangene Veränderung keine so bedeutende war als jene, die zwischen der marinen und der brackischen oder der brackischen und der lakustren Epoche eingetreten ist“.[1] Er zieht daraus den Schluß, daß die Scheidung der in Rede stehenden Süßwasserbildungen in Inzersdorfer und in Belvedereschichten vom theoretischen Standpunkte durchaus nicht gleichwertig betrachtet werden könne mit den von ihm zwischen den drei Hauptgruppen der Tertiärbildungen des Wiener Beckens gezogenen Scheidelinien. Mit anderen Worten, die Bezeichnungen: zweite Mediterranstufe, sarmatische und pontische Stufe bezeichnen selbständige aufeinanderfolgende Horizonte, die thracischen Bildungen aber gehören als fluviatile Serie zu den lakustren Absätzen der pontischen Stufe einer und derselben großen Epoche an. Innerhalb dieser Epoche oder Stufe herrschen, wie oben bemerkt, allerdings im Anfange die lakustren Bildungen vor und die fluviatilen Einschwemmungen treten nur untergeordnet auf, während gegen das Ende der pontischen Zeit infolge der allmählichen Auffüllung der Becken das umgekehrte Verhältnis Platz greift. Dies kann jedoch nur dort der Fall sein, wo beim Beginne der pontischen Zeit ausgedehnte Süßwasserbecken bestanden. Anderwärts war schon damals Stromland vorhanden und bestehen demgemäß die gesamten Ablagerungen lediglich aus fluviatilen Absätzen. Dies zeigt sich in sehr ausgedehnter Weise in der Umrandung der Grazer Bucht. Der große pannonische Binnensee, welcher zur pontischen Zeit bis in diese Bucht reichte, wurde, wie es scheint, an seinen Rändern sehr rasch von den in den See sich ergießenden, geschiebereichen Zuflüssen aufgefüllt. Demgemäß sehen wir typische Congerienschichten, also lakustre Ablagerungen nur in verhältnismäßig geringer Verbreitung in der östlichen Steiermark, während die rotgelben Schotter und Sande der Belvedereschichten ein viel größeres Areal bedecken. Diese fluviatilen Schotter reichen auch hoch hinauf an den Gehängen der Berge, welche die Umrandung der Bucht bilden. So finden wir sie in der Umgebung von Graz auf den Höhen des Frauenkogels bei Judendorf und auf dem langgedehnten Zuge des Gaisberges westlich von Graz und bis hoch hinauf an dem Gehänge des Schöckels, bei Kalkleitenmöstl und bei

[1] Der Boden der Stadt Wien, S. 67.

Zösenberg treffen wir die durch ihre rotgelbe Farbe gekennzeichneten Belvedereschotter. Bei dem letztgenannten Orte gaben die Brauneisensteine (Rasenerzbildungen), welche nicht selten in den fluviatilen Ablagerungen der pontischen Zeit angetroffen werden, Veranlassung zu einem prähistorischen, primitiven Bergbau.[1]) Die in hohem Grade phosphorhältigen Brauneisensteine wurden an Ort und Stelle in niedrigen, mit Gebläse ausgestatteten Öfen verhüttet und das gewonnene, unreine Eisen durch Schmiedearbeit weiter aufbereitet.

So wie im Wiener Becken sind die Sande und Schotter der thracischen Stufe auch in der Grazer Bucht durch das häufige Vorkommen von *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum* und *Aceratherium incisivum* gekennzeichnet. Außer *Mastodon longirostris* findet sich auch noch eine andere Form, welche ungefähr die Mitte hält zwischen der in tieferen Schichten vorkommenden trilophodonten Stammart *Mastodon angustidens* und dem typischen tetralophodonten *Mastodon longirostris*. Solche Übergangsglieder erwähnt Vacek in seiner Abhandlung über österreichische Mastodonten aus dem Flinz der Isar, dem Sandsteine von Veltheim und aus dem Leithakalke. Es schließen sich diese Formen indeß näher an die Stammform der Reihe der bunolophodonten Mastodonten, deren Halbjoche auf gleicher Linie stehen, an *Mastodon angustidens*. Die aus Steiermark von Obertiefenbach bei Fehring vorliegenden Reste: ein unvollständiger Schädel, an welchem außer den Backenzähnen noch der linke Stoßzahn teilweise erhalten ist und mehrere Wirbel dürften am besten dem *Mastodon pyrenaicus Gaudry* zugerechnet werden. Bemerkenswert ist die Häufigkeit des Vorkommens von Dinotherienresten in den thracischen Schichten Steiermarks. K. F. Peters hat 1871 aus diesen Ablagerungen erstlich einen ungewöhnlich gut erhaltenen Unterkiefer beschrieben, den er selbst als den meist vollkommenen Dinotheriumrest bezeichnete, der bis dahin in den österreichisch-ungarischen Ländern vorkam. Es ist der Unterkiefer von Hausmannstetten südöstlich von Graz, welcher nach Peters einem Tiere von mittlerer Statur des *Dinotherium medium* angehört, welchen Typus Kaup wahrscheinlich mit Recht als Weibchen des *Dinotherium giganteum* betrachtet. Peters beschreibt aber auch einzelne Backenzähne von Ilz, von Edelsbach bei Feldbach, von Kapellen bei Radkersburg, von St. Georgen an der Stiefing und von Klöch nördlich von Radkersburg. Er findet dabei mannigfache Beziehungen zu dem Typus *Dinotherium medium* (Zahn von Ilz), *Dinotherium giganteum* (Männchen der erstgenannten Form?, Zähne von Edelsbach und Kapellen), *Dinotherium bavaricum* (Zahn von Klöch), *Dinotherium Cuvieri* (Zahn von St. Georgen), bemerkt aber, daß kein Grund vorhanden sein die Eigentümlichkeiten dieser Zähne anders denn als Varianten des Typus *Dinotherium giganteum* zu erklären.[2])

[1]) R. Hoernes. Ein alter Eisenbergbau bei Graz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1882, S. 188.

[2]) K. F. Peters. Über Reste von Dinotherium aus der obersten Miocänstufe der südlichen Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1871, S. 367.

Zu diesen, schon von PETERS geschilderten Funden von *Dinotherium giganteum* aus der östlichen Steiermark sind seither noch manche andere gekommen. Ein gewaltiger Hauer mit wohlerhaltener Spitze wurde bei dem Bau des Lassnitztunnels gewonnen — ein Backenzahn zusammen mit dem obenerwähnten Rest von *Mastodon pyrenaicus* bei Obertiefenbach nächst Fehring gefunden. Alle diese Reste stammen aus Sand und Schotterablagerungen, welche von PETERS eben wegen der reichlich vorkommenden Säugetierreste den Belvedereschichten gleichgestellt werden, während er den unter dem Sand und Schotter auftretenden Lehm den Congerienschichten vergleicht, obwohl — wie PETERS meint, und später noch an anderer Stelle hervorhebt — in Steiermark keine Congerien vorkämen. Sein Ausspruch: „Wäre der Ausdruck „Congerienstufe“ zur Bezeichnung des Inbegriffes der Ablagerungen derselben im Gebiete der Donau und in der pontisch-kaspischen Region der einzige, auf Steiermark hätte er niemals Anwendung finden dürfen, denn die merkwürdige Muschelrippe *Dreissena* oder *Congeria*, die im Wiener Becken und in allen östlichen Zusammenhängen desselben so viele und ausgezeichnete Arten zählt, wurde in der obermiocänen Schichtenreihe dieses Landes nie angetroffen“,[1]) war schon zur Zeit seiner Veröffentlichung nicht gerechtfertigt, da STUR nicht bloß aus Untersteiermark, sondern auch von vereinzelten Stellen des östlichen Teiles des Landes das Vorkommen von Congerien anführte.[2]) Zu den schon von STUR gekannten Fundorten der Congerienschichten der Oststeiermark (Feldbach an der Raab, Petersdorf bei Fehring) sind seither noch mehrere gekommen, immerhin muß zugegeben werden, daß noch jetzt die Vorkommnisse der bezeichnenden Versteinerungen im Congerientegel der östlichen Steiermark zu den Seltenheiten gehören, wie schon im früheren Abschnitte betont wurde. STUR meint, daß die Ursache hauptsächlich in dem Mangel an größeren, tiefer in die Mächtigkeit des Tegels eingreifenden Aufschlüssen, wie sie im Wiener Becken in den Ziegelgruben gegeben sind, zu suchen sei. Sie mag indessen in der ausgedehnteren Verbreitung des Belvedereschotters an erster Stelle zu suchen sein, der im größten Teile der Grazer Bucht unmittelbar auf den älteren Bildungen lagert, ohne anderweitige pontische Ablagerungen sichtbar werden zu lassen. Schotter, Sand und Lehm der Belvedereschichten faßt STUR als gleichzeitige Gebilde auf, die nur durch das Korn des sie bildenden Materials verschieden seien, PETERS hingegen macht darauf aufmerksam, daß der Lehm meist die tieferen Partien des Hügellandes östlich von Graz bilde, dann folge Sand und zu oberst Schotter. „Trotz vielfachen unsteten Wechsels läßt sich doch eine Art von gesetzmäßiger Schichtenfolge darin erkennen, daß zu unterst der Lehm, darüber der streckenweise sehr mächtige Sand, zu oberst der Schotter herrscht, der hie und da vom Sand völlig ersetzt wird, wohl auch in weiten

[1]) PETERS in „Graz, Geschichte und Topographie der Stadt und ihrer Umgebung“, Graz 1875, S. 48.

[2]) Geologie der Steiermark, S. 613.

Strecken als eine mäßige Decke unmittelbar über wechsellagernde Lehm- und Sandmassen gebreitet ist.“

Ein eigenartiges Vorkommen im Belvedereschotter der Steiermark verdient besonders hervorgehoben zu werden. Es ist dies der durch Kieselabsatz verkittete Schotter des Mühlsteinbruches bei Gleichenberg, der durch seine verkieselten, von UNGER beschriebenen Pflanzenreste berühmt wurde.[1]) UNGER hat gezeigt, daß die fossilen Hölzer, die in dem groben, schotterigen Sandsteine des Mühlsteinbruches gefunden werden, erst nach ihrer Ablagerung dem Versteinerungsprozeß durch im Wasser gelöste Kieselsäure unterlagen. Gleichzeitig wurde auch das ursprünglich in Form von Schotter und Sand abgelagerte fluviatile Material, in welchem die Pflanzenreste enthalten sind, in festen Sandstein mit kieseligem Bindemittel verwandelt. Die Lieferung der Kieselsäure erfolgte zweifellos durch warme Quellen, welche in der Nachbarschaft der durch trachytische und andesitische Eruptionen entstandenen Gleichenberger Kogel hervorbrachen. Auch an einer anderen benachbarten Stelle — im Eichgraben — bildeten die heißen, kieselsäurereichen Quellen Ablagerungen von Kieselsinter. Der Zeitpunkt, in welchem dieser Absatz stattfand, ist durch die Vorkommnisse des Mühlsteinbruches festgelegt. Da in den Hohlräumen des Gesteins Bildung von Chalcedon stattfand, einzelne Geschiebe des später verkitteten Schotters eine Überkrustung durch Kieselabsatz aufweisen, auch die Schalen von Mollusken, welche wenngleich selten im Sandstein auftreten, verkieselt erscheinen (STUR gibt *Melanopsis Martiniana Fér.* und *Unio atavus Partsch* aus dem Mühlsteinbruche von Gleichenberg an), so ist an der gleichzeitigen Verkittung des ursprünglich losen, fluviatilen Materiales nicht zu zweifeln. Der Absatz der Kieselsäure mußte demnach erst erfolgen, als das die Pflanzenreste bergende Materiale bereits zusammengeschwemmt vorlag. Es mußte aber bald nachher geschehen sein, da sonst die in grobem Sand eingebetteten Pflanzenteile vor der Verkieselung zerstört und jene Erhaltung, welche die feinsten Details ihres Aufbaues noch heute ersichtlich macht, unmöglich gemacht worden wäre. Mit anderen Worten, die Verkieselung des Sandes und Schotters und der in ihnen enthaltenen Pflanzenreste mußte noch innerhalb der Bildungsepoche der thracischen Ablagerungen stattfinden. Die in den verkitteten Sanden und Schottern des Mühlsteinbruches ziemlich häufig vorkommenden Koniferenzapfen zeigen oft eine ausgezeichnete Erhaltung, bisweilen aber sieht man nur eine deutliche Abformung des Restes, einen Steinmantel, während der Zapfen selbst nicht erhalten blieb, offenbar deshalb, weil er bereits in höherem Grade vermodert und deshalb der Erhaltung unzugänglich war. Das gleiche gilt von den Holzstücken, die manche Schichten im Mühlsteinbruch förmlich erfüllen. Andererseits finden sich im Mühlsteinbruch und an anderen Orten der Umgebung von Gleichenberg zu-

[1]) Fr. UNGER. Die fossile Flora von Gleichenberg. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., VII, 1854, S. 3—11.

weilen größere, vollständig verkieselte Baumstämme. Von diesen ist es wahrscheinlich, daß sie — ähnlich wie es O. Kuntze von den Bäumen an den kieselhaltigen Quellen des nordamerikanischen Nationalparkes am Yellowstoneflusse schildert — noch lebend von dem kieselreichen Wasser erreicht und dann in aufrechtem Zustande verkieselt wurden. Ein Pavillon im Parke nächst der Villa Wickenburg zu Gleichenberg enthält eine schöne Gruppe solcher verkieselter Stämme. Stur ist sonst wohl im Unrecht, wenn er annimmt, daß die Süßwasserquarze und die in ihnen eingeschlossenen Versteinerungen von Tieren und Pflanzen insgesamt jünger seien als der Belvedereschotter, zum mindesten lassen sich die schotterigen Sandsteine des Mühlsteinbruches von Gleichenberg nicht dafür als Beweis anführen, daß sie und die an vielen Orten in Ungarn auftretenden Süßwasserquarze jünger seien als dieser Schotter.[1] Einen Gegenbeweis erblicke ich namentlich in dem Umstand, daß im Mühlsteinbruche Lagen mit verkieselten Hölzern sich finden, in welchen dieselben augenscheinlich im bereits verkieselten Zustand eine Zerkleinerung und Abrundung erfahren haben, was nur dadurch zu erklären ist, daß der Verkieselungsprozeß während der Ablagerung des Sandes und Schotters bereits stattgefunden hatte und auch nach dieser Ablagerung noch einige Zeit anhielt. Damit soll aber für die Zeit, in welcher die Bildung der mannigfachen Süßwasserquarze, Holzopalbildungen und Kieselsinterabsätze Ungarns vor sich ging, keineswegs dasselbe Alter der thracischen Stufe in Anspruch genommen werden, es ist im Gegenteil von vornherein wahrscheinlich, daß in den so ausgedehnten Vulkangebieten Ungarns das Phänomen der kieselablagernden heißen Quellen durch längere Zeiträume angedauert haben mag. Das genaue geologische Alter bliebe für jeden einzelnen Fall sicherzustellen, was freilich deshalb ein vorderhand noch ziemlich schwieriges Unternehmen bleibt, weil die jüngsten Tertiärfloren der österreichisch-ungarischen Monarchie lange nicht so genau gekannt und scharf geschieden sind als die älteren. Die Flora des Mühlsteinbruches von Gleichenberg nennt C. v. Ettingshausen als die bezeichnendste der Congerienschichten mit *Quercus mediterranea Ung.*, *Ulmus Bronnii Ung.*, *Ulmus plurinervia Ung.*, *Acer trilobatum A. Braun*, *Juglans acuminata A. Braun*, *Carya bilinica Ung. etc.* Fast alle im Gleichenberger Mühlstein sich findenden Arten treten aber auch in dem der sarmatischen Stufe zugerechneten pflanzenführenden Sandstein von Gossendorf bei Gleichenberg auf — und die meisten finden sich auch in Radoboj und Parschlug, ja manche selbst in den Sotzkaschichten.[2] Die Flora der jüngsten Tertiärbildungen Österreichs: der pliocänen Ablagerungen der Paludinenschichten und ihrer Äquivalente sowie der an der Grenze von Pliocän und Eisperiode stehenden Schichten mit *Elephas meridionalis* ist aber heute noch fast unbekannt.

[1] Stur. Geologie der Steiermark. S. 609 sowie: Flora der Süßwasserquarze. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, 1867, S. 85 u. 89.

[2] Siehe die Tabelle der Braunkohlenfloren der Steiermark in Ilwof und Peters: Graz. 1875, S. 401—405.

Die Veränderung der jüngeren Floren dürfte eine sehr allmähliche und der langsam sich vollziehenden Verschlechterung des Klimas angepasste gewesen sein. Die Kennzeichen der einzelnen Abstufungen sind wahrscheinlich negative, sie bestehen in dem Zurücktreten oder gänzlichem Fehlen von Formen, welche früher zur tropischen Miocänzeit häufig waren. Gerade solche negative Merkmale können aber nur mit großer Vorsicht und gestützt auf ein sehr umfassendes Beobachtungsmateriale — von dem einstweilen nur Bruchstücke vorliegen — verwendet werden.

In manchen Fällen steht die auf Grund der Pflanzenversteinerungen vorgenommene Parallelisierung in Widerspruch mit den Ansichten, die auf Grund der Tierreste gewonnen wurden. So hat Stur die Kohlen von Zillingsdorf und Neufeld (Ujfalú) auf Grund der Pflanzenreste mit seinen Moosbrunner Schichten verglichen, welche den unteren Paludinenschichten (levantinische Stufe) anzurechnen sind, während Redlich jene kohlenführenden Ablagerungen auf Grund der Säugetierreste *(Mastodon longirostris, Mast. Borsoni, Sus sp.)* der pontischen Stufe zuschrieb. Unweit von jenen Ablagerungen im Walde bei Pötsching wurde übrigens ein weiterer unzweifelhafter Rest dieser Säugetierfauna, ein Unterkiefer von *Machairodus cultridens* gefunden; jenes gewaltigen säbelzähnigen Löwen, der für die Pikermifauna bezeichnend ist, auch bei Baltavár vorkommt, aber dem Wiener Becken im engeren Sinne fremd ist.

Bemerkt sei an dieser Stelle auch, daß auf Grund von Säugetierresten die kohlenführenden Ablagerungen des Hausruck in Oberösterreich, welche man nach der Örtlichkeit des Vorkommens und nach stratigraphischen Anhaltspunkten eher für älter zu halten geneigt sein konnte, ebenfalls der pontischen Stufe zugerechnet wurden. L. Tausch hat aus der Kohle des Hausruck zwei vereinzelte Säugetierreste namhaft gemacht, und zwar einen Unterkiefermolar eines *Chalicotherium* von Tomasroith und einen letzten linken unteren Backenzahn von *Hipparion gracile* von Wolfsegg. Der erstere Zahn, der auch keine nähere Bestimmung zuläßt, entscheidet die stratigraphische Stellung der ihn bergenden Schichten umsoweniger, als *Chalicotherium*-Reste, wenngleich selten auch in den mittelmiocänen Ablagerungen auftreten und in solchen auch in Österreich-Ungarn gefunden worden sind. Hingegen macht der Zahn von *Hipparion gracile*, wenn er wirklich aus der Kohle von Wolfsegg stammt, es in hohem Grade wahrscheinlich, daß dieselbe pontischen Alters ist.

Vorläufig sind also die Reste der Landfauna an erster Stelle zu berücksichtigen, sobald es die Bestimmung des geologischen Alters zweifelhafter jungtertiärer Ablagerungen gilt.

Nun ist in letzter Zeit für die Belvedereschichten in Wien selbst der Versuch gemacht worden, ihr bisher von allen Autoren, die sich mit ihnen beschäftigten, angenommenes Alter zu diskreditieren und sie für jünger zu erklären. Schaffer ist bei diesem Versuche von der Erwägung aus-

gegangen, daß jüngere Epochen der fluviatilen Tätigkeit im Weichbilde von Wien durch keine entsprechenden Terassen vertreten seien. Die Lücken, welche sich zwischen den diluvialen und alluvialen Terassen einerseits und den jungtertiären Beckenausfüllungen andererseits in dieser Hinsicht ergeben, glaubt er ausfüllen zu können, indem er die Belvedereschichten, welche bisher in unmittelbarer Beziehung zu den pontischen Schichten der Congerientegel gebracht wurden, von denselben loslöst. Er kann dies selbstverständlich nur mit einem Scheine von Berechtigung tun, indem er behauptet, daß die bezeichnende Säugetierfauna der Belvedereschichten denselben nicht eigentümlich sei, sondern dem Congerientegel entstamme und in dem Belvedereschotter lediglich auf sekundärer Lagerstätte auftrete. Dafür will SCHAFFER den Nachweis erbracht haben, der indessen der Natur der Sache nach gar nicht zu erbringen ist. In den Sanden des Belvedere hat man eine größere Zahl von bezeichnenden Säugetierresten gefunden als in irgend einer der Einlagerungen des Inzersdorfer Tegels und es ist von Haus aus äußerst unwahrscheinlich, daß diese Säugerreste aus zerstörten Ablagerungen des Congerientegels in jenen fluviatilen Bildungen zusammengetragen worden seien, welche zugleich niemals irgend einen Rest einer jüngeren Fauna enthalten. Würde man in den Belvedereschichten einen einzigen Zahn von *Mastodon arvernensis* oder von *Elephas meridionalis* gefunden haben, so würde man mit gutem Grund folgern können, daß man es mit fluviatilen Bildungen aus der älteren oder jüngeren Pliocänzeit zu tun habe, deren miocäne Einstreuungen aus der Pikermifauna auf sekundärer Lagerstätte ruhen dürften. Das ist aber keineswegs der Fall. Nach SCHAFFER hätte man im Weichbilde von Wien vier fluviatile Terrassenbildungen zu unterscheiden, welche dem Alter nach in folgender Weise aufeinanderfolgen und dabei zugleich allmählich in immer tieferem Niveau getroffen werden: 1. Terrasse vom Laaerberg, 2. Terrasse vom Belvedere, 3. Terrasse der inneren Stadt, 4. Praterterrasse. Die beiden letzteren Terrassen werden als solche von diluvialem und alluvialem Alter bezeichnet, für die beiden ersten wird die Frage nach dem Alter offen gelassen. Hiezu muß nun auch — abgesehen von der oben bereits erörterten Altersfrage — bemerkt werden, daß es sich in den Schotterauflagerungen, welche den Inzersdorfer Tegel bedecken, nicht um lokal entwickelte Terrassenbildungen, sondern um eine verbreitete Beckenausfüllung handelt. Die Verhältnisse in der kleinen inneralpinen Niederung von Wien wiederholen sich in ungleich größerem Maßstabe in der Grazer Bucht. Hier aber kann bei der viel geringeren Verbreitung des Congerientegels und dem ausgedehnten Vorkommen des Belvedereschotters mit seinen bezeichnenden Säugetierresten auch nicht der geringste Zweifel darüber vorhanden sein, daß diese Säugerreste dem fluviatilen Schotter eigentümlich sind und nicht etwa an sekundärer Stelle liegen. Das Vorkommen ganzer Skelette von *Mastodon* (so zu Luttenberg und Obertiefenbach) bekundet, daß diese Tiere zur Zeit der thracischen Anschwemmungen gelebt haben. Es gibt allerdings so-

wohl im Wiener Becken als an anderen Stellen der Monarchie Ablagerungen, welche sonst in Bezug auf fluviatile Entstehung, Vorwalten der Quarzgeschiebe und gelbrote Färbung dem echten Belvedereschotter gleichen, aber doch jüngeren Alters sind. Wir werden darauf bei Besprechung der levantinischen Stufe zurückzukommen haben, daß der rotgelbe Schotter, welcher die levantinischen Schichten von Moosbrunn bedeckt, unmöglich dem echten Belvedereschotter zugerechnet werden kann, ebenso die Schotter von Város Hidvég im Somogyer Komitat und von Aszód bei Gödöllö, welche Reste von *Elephas meridionalis* bergen und dadurch ihr jungpliocänes Alter bekunden.

Von dem echten Belvedereschotter nimmt Suess an, daß er in Zusammenhang stünde mit fluviatilen Schottern, welche er in der Gegend von Krems hoch über der Donau auf archäischen Schichten beobachtete. Er nahm an, daß hier ein großer Strom in einen See mündete und sprach von deltaähnlichen Ablagerungen, sowie er solche auch in einer jüngeren, diluvialen Bildung erkennen wollte.[1] In Bezug auf den letzteren Punkt ist Penck gegen die von Suess geäußerten Ansichten eingetreten, da sich in keiner Geröllablagerung bei Krems die charakteristische Deltaschichtung finde[2], wohl aber bestätigt er im übrigen die Ausführungen Suess' hinsichtlich des Vorkommens von hochgelegenem Neogenschotter unmittelbar auf archäischen Gesteinen. Diese Schotter finden sich auf der Terrassenfläche des Kremsfeldes, das die bei Krems 181 *m* Seehöhe aufweisende Donau um 110 bis 140 *m* überragt und seinerseits 60 bis 100 *m* in die umgebenden Erhebungen eingesenkt ist. Auf dieser Hochfläche findet sich nach Penck lediglich Neogenschotter, der in mehreren Gruben zwischen Krems und Gneixendorf ausgebeutet wird. Seine unteren, in 290 *m* Höhe einsetzenden Lagen bestehen aus Alpenkalkgeröllen, die gelegentlich verfestigt sind, dann folgt eine Schicht von grüngrauem Letten und scharfem Quarzsande; oben liegt grobes Geröll von weißen Quarzen und Quarziten, zu welchen sich auch Hornblende und Epidotgesteine, roter Hornstein und roter Sandstein, in den untersten Lagen selten Alpenkalke gesellen. Die meist horizontale Schichtung dieser Ablagerung kennzeichnet sie als Flußanschwemmung; sie hat einen Wechsel in der Zufuhr ihres Materiales erfahren; zuerst kam es von Süden, etwa aus dem Traisengebiete, dann mehr aus dem Westen, in welchem Penck auf das Vorkommen ähnlich zusammengesetzter Schotter gleichfalls hingewiesen hat. Penck rechnet den Hausruckschotter, dessen Sohle bei Thomasroith und Wolfsegg über 600 *m* hoch liegt (150 bis 200 *m* über der Fläche des diluvialen Plattenschotters), zur selben neogenen Bildung. Der Hausruckschotter zeichnet sich aus durch das Zurücktreten der Kalke, während er größtenteils aus weißen Quarzen besteht, zu welchen sich in wechselnder Menge Glimmerschiefer, Hornblende-

[1] E. Suess. Über den Lauf der Donau. Österr. Revue. 1863, IV, S. 262 (268).
[2] A. Penck. Die Alpen im Eiszeitalter. S. 103.

schiefer und namentlich die charakteristischen Serpentine der Zentralalpen, sowie auch rote und schwarze Hornsteine aus den Kalkalpen gesellen, während die Kalke selbst immer nur spärlich auftreten. Zur näheren Bestimmung des Alters können nach PENCK nur die bereits oben erwähnten Säugetierreste aus der Braunkohle dienen, über welche TAUSCH berichtete. Die Schotter und die Braunkohlen seien den Lagerungsverhältnissen entsprechend als ein Komplex aufzufassen und demnach als obermiocän zu betrachten und dem Belvedereschotter des Wiener Beckens gleichzustellen.[1]) PENCK betont ferner, daß der obermiocäne Hausruckschotter bedeutend höher lagert als der der Zone des *Mastodon angustidens* angehörige mittelmiocäne Quarzschotter unfern Burghausen an der Salzach und bei Marktl am Inn. Er macht darauf aufmerksam, daß in bedeutender Höhe (bis über 500 *m*) bei Passau reine Quarzschotter auftreten, welche vielleicht den Hausruckschottern zu parallelisieren seien; doch sei es auch möglich, daß sie zum Pliocän gehören. „Gehen wir an der Donau abwärts, so treffen wir auf der Höhe des Hochstraßberges bei Pöchlarn (320 *m*) und des Wachberges bei Melk (286 *m*) wieder Quarzschotter, im letzteren Falle mit spärlich beigemischten Kalken und lose verfestigt, ebenso auf dem Kremsfelde zwischen 290 und 320 *m* Höhe. Möglicherweise ordnen sich diese Vorkommnisse in ein Niveau. Es ist eine Aufgabe der Zukunft, diese verschiedenen Quarzgerölle, die gemeinhin unter dem Namen Belvedereschotter zusammengefaßt worden sind, genauer zu horizontieren und zu verfolgen. Man wird dabei nicht bloß die Entwicklungsgeschichte des Alpenvorlandes, sondern namentlich auch die Talgeschichte der benachbarten Alpen aufhellen können." Mit diesen Worten kennzeichnet PENCK die große Aufgabe, welche dem Studium der jungtertiären Flußgebilde Österreichs zu lösen übrig bleibt.

VII. Abschnitt.

Levantinische Stufe.

(Paludinenschichten.)

In der inneralpinen Niederung von Wien treten, wie unten noch eingehender zu erörtern sein wird, hierher gehörige Ablagerungen nur in ziemlich beschränkter Weise auf. Es mag bereits jetzt auf den Süßwasserkalk des Eichkogels bei Mödling und die diesem Kalk wahrscheinlich gleichzeitigen Süßwasserablagerungen der Gegend von Moosbrunn hingewiesen werden, als Ablagerungen, welche die, wenn auch räumlich beschränkte und nicht reicher gegliederte Vertretung einer jungtertiären Phase darstellen, die in Österreich-Ungarn anderwärts ausgedehnte, durch Reichtum an organischen Resten ausgezeichnete und durch die allmähliche Veränderung ihrer Conchylienfauna bemerkenswerte Ablagerungen hervorbrachte. Die ausgezeichnetste Entwicklung in dieser Hinsicht zeigen die jungtertiären Bil-

[1]) A. PENCK. Die Alpen im Eiszeitalter. S. 82.

dungen Slavoniens, welche auch deshalb Aufmerksamkeit verdienen, weil die untere Abteilung derselben mächtige Lignitlager einschließt. Diese Bildungen haben den Namen „Paludinenschichten" deshalb mit Recht erhalten, weil sie überaus reich sind an mannigfachen, sehr verschiedenen Arten der Gattung *Vivipara* oder *Paludina*. Außerdem kommen aber noch andere Gastropoden, zumal *Melanopsis*, *Bithynia*, *Hydrobia*, *Valvata*, *Planorbis*, ferner in großer, jener der Viviparen kaum nachstehender Formenmannigfaltigkeit Angehörige der Pelecypodengattung *Unio* vor.

Diese slavonischen Paludinenschichten, welche uns in ihrer Gliederung und Fossilführung durch die sorgfältigen Untersuchungen von M. Neumayr und C. M. Paul[1]) bekannt geworden sind, sollen den Ausgangspunkt für unsere Betrachtungen bilden. An das zwischen den Niederungen der Drau und Save sich erhebende westslavonische Gebirge lehnen sich ausgedehnte Neogenablagerungen, von welchen hier nur die jüngsten Gegenstand der Erörterung sind. Die besten Aufschlüsse derselben bietet der Nordrand des Savetales oder, was dasselbe sagen will, der Südrand des Psunj-Požeganer- und Brodergebirges zwischen den Orten Novska und Podwin. In dieser, etwa zwölf Meilen betragenden Erstreckung bilden die Congerien- und Paludinenschichten, von einer oft 20 *m* mächtigen Lößschichte bedeckt, einen nur von dem Erosionstale des Orljavaflusses unterbrochenen mittleren Hügelzug zwischen der Saveebene und den obgenannten, nordwärts ansteigenden Gebirgen, im Norden stets von einer ebenso konstanten Zone der sarmatischen weißen Mergel, im Süden durch das Terrassendiluvium der Save begrenzt. Die mächtige Diluvialdecke gestattet nur in den tieferen Erosionstälern und -schluchten die tertiären Bildungen zu untersuchen. Neumayr und Paul haben dies in sorgfältigster Weise getan, die überaus häufig vorkommenden Conchylien schichtenweise gesammelt und dadurch ein Material gewonnen, welches einerseits die Gliederung der Ablagerungen in genauester Weise ermöglichte, andererseits aber auch ein ausgezeichnetes Beispiel für die allmähliche Umwandlung der Organismen darbot. In den aufeinanderfolgenden Schichten ließen sich sowohl bei den Viviparen und Melanopsiden als bei den Unionen Formenreihen verfolgen, welche von glatten und dünnschaligen Typen zu kräftigeren stark verzierten führen. Abweichungen von dieser einheitlichen Variationsrichtung treten nur in den Fällen von Recurrenz oder Atavismus ein, welche allerdings bisweilen eine Umkehrung der Variationsrichtung bedingen, aber auch dann wird die rückläufige Richtung mit großer Zähigkeit festgehalten (z. B. bei der rückläufigen Reihe der *Melanopsis harpula-recurrens*). Bei den verschiedenen Formenreihen der Gattung *Vivipara*, welche in den Paludinenschichten Westslavoniens auftreten, finden wir einen vollständigen Parallelismus. Stets eine glatte Grundform (*Vir. melanthopsis*, *Brusinai*, *Suessi*) im Anfang, dann eine gekielte Form (*Vir. ancophora*, *Dežmanniana*, *stricturata*)

[1]) M. Neumayr und C. M. Paul. Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, VII. Bd., 3. Heft, 1875.

endlich geknotete Kiele (*Viv. avellana, Zelebori, Hoernesi, Sturi*). Die Übereinstimmung ist eine so auffallende, daß die äquivalenten Glieder verschiedener Reihen einander viel ähnlicher sind, als nur einigermaßen von einander entfernte Glieder ein und derselben Reihe, so daß es großen Materiales und eingehender Untersuchung bedarf, um sich zu überzeugen, daß man es nur mit äußerer Ähnlichkeit, nicht mit wirklicher Verwandtschaft zu tun hat. Als die Hauptcharaktere dieser parallelen Variationsrichtungen sind namentlich Verdickung des Gehäuses und Auftreten kräftiger Skulptur, die sich bei allen ungefähr aus denselben Elementen zusammensetzt, zu nennen, aber auch wenn wir über den Kreis der Gattung *Vivipara* hinausgehen, finden wir Parallelismus der Variationsrichtung, so in der Formenreihe *Melanopsis harpula-clavigera*, deren Entwicklung durch Verdickung der Schale und Verstärkung der Skulptur bezeichnet ist und selbst die atavistische Reihe der *Melanopsis harpula-recurrens* zeigt wenigstens bedeutende Verdickung des Gehäuses. Neumayr machte im Anschluß an diese Darlegungen noch darauf aufmerksam, daß auch die Unionen der höheren Ablagerungen gegenüber den geologisch älteren Formen durch Dickschaligkeit und größtenteils durch kräftige Skulptur ausgezeichnet sind, ein Umstand, der später durch K. A. Penecke, welcher auch für die Unionen der slavonischen Paludinenschichten Formenreihen nachwies, die ähnliche konsequente Variationsrichtungen erkennen lassen, wie die Viviparen derselben Bildungen, ins vollste Licht gerückt wurde.[1])

Nach dem Auftreten glatter, gekielter und geknoteter Viviparen lassen sich die Paludinenschichten Slavoniens in untere, mittlere und obere sondern. Die untere Abteilung, welche durch glatte Viviparen gekennzeichnet ist, wurde durch Neumayr und Paul nicht weiter gegliedert, die mittleren und oberen Paludinenschichten aber zerfallen in weitere, durch allmähliche Umgestaltung der Fauna gekennzeichnete Horizonte. In dem von den genannten Autoren auf Tafel I ihrer Monographie gegebenen Idealprofil sehen wir von Nord nach Süd auf die „weißen Mergel“ (obere Abteilung der sarmatischen Stufe) zunächst Congerienschichten und dann die ganze Reihe der Paludinenschichten folgen, so daß gegen Süd, gegen die Saveebene immer jüngere Bildungen auftreten. Sie sollen in dieser Reihenfolge kurze Besprechung finden. 1. Die unteren Paludinenschichten bestehen vorwaltend aus Tegeln, welchen fast überall Lignitflötze eingeschaltet sind (Vorkommnisse von Novska, Ober-Raic, Černik, Bečic etc.). Ihre Fauna wird von glatten Viviparen (*Vivipara Neumayri, Suessi, Fuchsi* etc.), *Melanopsis decollata, Sandbergeri, harpula, Unio atavus* und *maximus* sowie etlichen Arten der Gattung *Hydrobia, Lithoglyphus, Neritina* etc. gebildet. 2. Die mittleren Paludinenschichten werden ebenfalls hauptsächlich von Tegeln gebildet, in welchen massenhafte Conchylienanhäufungen, hingegen nur untergeordnete Lignitflötze eingeschaltet sind. Als Unterab-

[1]) K. A. Penecke, Beiträge zur Kenntnis der Fauna der slavonischen Paludinenschichten, I. Unio. — Beitr. z. Paläontologie Österr.-Ung., Wien, 3. Bd., 1883.

teilungen der mittleren, durch das vorwiegende Auftreten gekielter Viviparen gekennzeichnete Paludinenschichten können von unten nach oben unterschieden werden: *a)* Schichte der *Vivipara bifarcinata*, in welcher diese Form und *Viv. melanthopsis* häufig, glatte Formen nur sehr selten auftreten; *b)* Schichte der *Vivipara stricturata*, neben welcher *Viv. oncophora*, *Dežmanniana*, *avellana*, *Melanopsis hastata* und *lanceolata*, ferner *Lithoglyphus*, *Bithynia*, *Hydrobia*, *Valvata* und *Emericia* auftreten. *c)* Schichte der *Vivipara notha* mit *Vivipara notha* und *oncophora*, *Melanopsis hastata* und *lanceolata*, *Unio Nikolaianus* und *Sandbergeri*. 3. Die oberen Paludinenschichten sind durch das massenhafte Auftreten scharf gekielter, und geknoteter Viviparen gekennzeichnet, sie können in folgende vier wohlcharakterisierte Unterabteilungen getrennt werden: *a)* Schichte der *Vivipara Sturi* mit *Vivipara Sturi*, *altecarinata*, *ornata*, *Pilari*, *avellana*, *Melanopsis costata* und zahlreichen Unionen etc.; *b)* Schichte der *Vivipara Hoernesi* mit *Vivipara ornata*, *Hoernesi*, *avellana*, *Melanopsis costata* und *recurrens*, *Unio Pauli*, *Haueri* u. a. m.; *c)* Schichte der *Vivipara Zelebori* mit dieser und *Melanopsis clavigera*, *slavonica* und *Braueri*; *d)* Schichte der *Vivipara Vukotinovići* mit dieser und *Viv. Pauli*, *Melanopsis Esperi* und *Unio Sturi*.

Die in allen diesen Schichten zu verfolgende allmähliche Umgestaltung der Viviparen-Formenreihen, welche, wie schon oben bemerkt, von parallelen Erscheinungen bei den Melanopsiden und Unioniden begleitet wird, hat Neumayr zuerst auf den Einfluß der Aussüßung des Binnengewässers, in welchem diese Ablagerungen zu stande kamen, zurückführen wollen. Wahrscheinlich ist es aber ein anderer Einfluß, der die übereinstimmende Variation verschiedener Mollusken bedingt: die Anpassung an den starken Wellenschlag des ausgedehnten Binnengewässers, welchem die kräftigeren Gehäuse besseren Widerstand zu leisten vermochten. Auch in diesem Falle erkennen wir in den Formenreihen der slavonischen Paludinenschichten die Tatsache einer allmählichen Umbildung im Sinne der Darwinschen Lehre. Ganz ähnliche solche Formenreihen finden sich aber auch in den gleichzeitigen Ablagerungen anderer Gebiete; so in den Süßwasserschichten der Insel Kos, deren Fauna gleichfalls durch Neumayr untersucht wurde. Auch die dortigen Reihen, z. B. jene der *Vivipara Brusinai—Forbesi*, lassen an Vollständigkeit nichts zu wünschen übrig und können neben den slavonischen Reihen als treffliche Beweismittel für die Deszendenzlehre angeführt werden. Solche Süßwasserbecken finden sich, abgesehen von den österreichisch-ungarischen, von denen noch die Rede sein soll, vielfach im Gebiete der Balkanhalbinsel, in Rumänien, bei Ipek in Albanien, in Griechenland (Böotien, Euböa), ihre Spuren sind an der kleinasiatischen Küste auf Rhodos und Kos, ferner auf Kreta und an vielen Stellen der Levante nachgewiesen. Der Name „levantinische Stufe" scheint daher für den in Rede stehenden Horizont recht bezeichnend, doch muß man bei dem Gebrauche dieses Namens in Erinnerung behalten, daß er ursprünglich in

etwas weiterem Sinne aufgestellt worden ist. Die Bezeichnung „levantinische Stufe“ rührt von F. v. Hochstetter her,[1]) welcher sie 1870 zuerst für Süßwasserschichten gebrauchte, welche in der Umgebung des Marmarameeres über den sarmatischen Bildungen auftreten und voll sind von Melanopsiden-, Neritinen-, Paludinen-, *Planorbis-* und *Helix*arten. Er bezeichnete diese Schichten mit dem Namen levantinische Stufe, weil Spratt die große Verbreitung dieser Schichten in der Levante nachgewiesen habe. Ein großer Teil dieser Süßwasserbildungen gehört nun allerdings der gleichen Bildungszeit an wie die Paludinenschichten Slavoniens, andere in ihrer Fazies und in ihrer Fauna sehr ähnliche sind jedoch älter, entsprechen der Zeit nach den pontischen Ablagerungen oder liegen selbst unter den sarmatischen Schichten, wie die Schichten mit *Melanopsis acanthicoides*, *M. Trojana* und *Vivipara Hectoris* von Renkiöi.[2]) Möglicherweise gehören auch isolierte Süßwasserbildungen Österreichs, wie die Melanopsismergel von Miocic in Dalmatien mit *Mel. acanthica*, *M. inconstans* und *M. Zitteli*, diesem älteren Süßwasserhorizonte an, wofür einerseits die geringe Verwandtschaft der Fauna dieser Melanopsidenmergel mit jener der Congerien und Paludinenschichten spricht, während andererseits die *Melanopsis*arten der erwähnten älteren Süßwasserbildungen am Marmarameer einige Ähnlichkeit mit den genannten dalmatinischen Formen aufweisen. Will man der Bezeichnung „levantinische Stufe“ die Bedeutung einer bestimmten Bildungsepoche zuerkennen, so ist es notwendig, diese älteren, der Fazies nach sehr ähnlichen Ablagerungen auszuscheiden und den Namen levantinische Stufe lediglich den Äquivalenten der Paludinenschichten Slavoniens zuzuerkennen.

Ehe wir daran gehen, die Vertretung der levantinischen Stufe in diesem Sinne — wie er auch von Neumayr festgehalten wurde[3]) — im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie weiter zu verfolgen, wollen wir einen Blick werfen auf die zoogeographischen Beziehungen der levantinischen Fauna, wie sie Neumayr dargestellt hat. Die heutige Flora und Fauna Nordamerikas und Chinas zeigen eine auffallende Verwandtschaft; zahlreiche Pflanzengattungen (z. B. *Magnolia*), viele Muscheln und Schnecken, aber auch höhere Tiere (*Alligator*) weisen darauf hin, daß der westliche Teil von Nordamerika und China vor kurzer Zeit ein zusammenhängendes zoo- und phytogeographisches Gebiet dargestellt haben. Mit diesem chinesisch-amerikanischen Gebiet zeigen die levantinischen Ablagerungen des südöstlichen Europa die nächsten Beziehungen, während sie keine Spur irgend eines äthiopischen, indischen, malaiischen, australischen, polynesischen oder südamerikanischen Typus enthalten. Unter den Schnecken macht Neumayr

[1]) F. v. Hochstetter. Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 20. Bd., 1870, S. 376.

[2]) R. Hoernes. Süßwasserschichten unter den sarmatischen Ablagerungen am Marmarameere. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissensch., 74. Bd., 1876.

[3]) M. Neumayr. Erdgeschichte, I. Aufl., 2. Bd., 1887, S. 534.

auf sieben Untergattungen (*Campeloma, Tulotoma, Tropidina, Fossarulus, Prososthenia, Carinifex* und *Acella*) aufmerksam, welche auf die Verbindung der levantinischen Fauna Osteuropas und der vorhergehenden pontischen Süßwasserbildungen mit China—Amerika hinweisen. Unter den Muscheln ist zumal die Gattung *Unio* von Bedeutung; sowohl in China als in Nordamerika tritt diese Gattung in sehr großer Artenzahl auf und unter denselben finden sich zahlreiche Formen, die durch sonst ungewöhnliche Merkmale, wie exzentrische Stellung der Wirbel, Dicke der Schalen, reiche Verzierung mit Knoten oder Rippen, ausgezeichnet sind und ganz ebensolche Formen sind in größter Menge in den levantinischen Ablagerungen vorhanden. Ein auffallendes Beispiel bildet der große See von Talifu in der südchinesischen Provinz Yünan; schon seit längerer Zeit war von dort eine große *Vivipara* bekannt: *Vivip. Margeriana*, welche mit den Formen aus den levantinischen Ablagerungen Slavoniens und Ungarns große Ähnlichkeit zeigt. Die Expedition des Grafen Széchényi hat diese entlegenen Gegenden aufgesucht und Lóczy hat eine größere Zahl von Conchylien von dort mitgebracht. Die Übereinstimmung mit den europäischen Paludinenschichten war hier so merkwürdig, daß man nicht im mindesten überrascht gewesen wäre, diese Arten aus europäischem Tertiär zu erhalten; man kann geradezu sagen, der See von Talifu ist das letzte Becken der levantinischen Stufe, das sich bis in die heutige Zeit erhalten hat.

Einzelne Bindeglieder dieser entlegenen Gebiete mit dem osteuropäischen Verbreitungsbezirk der levantinischen Ablagerungen finden sich im nördlichen Asien. Die skulptierten *Unio*arten, welche durch Tscherski und Martens aus den jungtertiären Süßwasserbildungen vom Omsk am Irtysch bekannt geworden sind, tragen das Gepräge der levantinischen Vorkommnisse und auch die eigenartige Fauna des Baikalsees, welche Dybowski geschildert hat, findet ihre Erklärung wohl kaum durch die seinerzeit angenommene Verbindung mit dem nördlichen Eismeer, sondern eher durch ehemalige Verbindung mit südlichen Binnengewässern. Die Ansicht von Th. Fuchs, welcher zuerst auf den japano-chinesischen Charakter der levantinischen Paludinen- und Unionenschichten Europas hinwies und den Baikal als „einen äußersten nördlichen Vorposten einer reichen Welt eigenartiger Binnenmollusken, welche die süßen Wässer der südlich und östlich davon gelegenen Gebiete bevölkern mußte“, bezeichnete, fand ihre Bestätigung durch die Spuren baikalischer Typen in europäischen Tertiärablagerungen. Solche hatte Bittner schon in tieferen Horizonten, in den aquitanischen Ablagerungen von Trifail erkannt, weitere fanden sich in sarmatischen und pontischen Ablagerungen, in welchen an mehreren Stellen kleine, evolute Gastropodengehäuse beobachtet werden konnten, für welche Brusina die Gattung *Baglivia* kreierte, die mit *Liobaikalia* die größte Ähnlichkeit aufweist. Es ist aus vielen Gründen wahrscheinlich, daß im Innern Asiens, dort wo heute ausgedehnte Steppen und Wüsten sich ausbreiten, große Süßwasserseen vorhanden waren. Richthofen vermutete, daß an der Stelle

der heutigen Gobi von 75° 30′ bis etwa 114° 30′ östlicher Länge eine Wasserfläche sich befunden habe, deren Längenerstreckung beiläufig gleich war jener des europäischen Mittelmeeres. Bei solcher Ausdehnung konnte wohl nur an einen Teil des Meeres gedacht werden und RICHTHOFEN brachte die Anschauung in Verbindung mit dem chinesischen Worte „Han-hai", d. i. trockenes Meer. Wahrscheinlicher aber ist es, wie schon LÓCZY aussprach und E. SUESS neuerdings eingehender begründete, daß die sogenannten Gobi- oder Han-hai-Ablagerungen nicht Meeresbildungen sind, sondern durch geraume Zeit, namentlich während einzelner Abschnitte der Tertiärzeit, über beträchtliche Teile von Asien Süßwasserseen von ganz außerordentlicher Größe sich ausbreiteten.[1] Diese Tatsache läßt die nahe Verwandtschaft der levantinischen Fauna Osteuropas und der heute in chinesischen Gewässern lebenden in einem neuen Lichte erscheinen.

Wenden wir uns nach diesem Ausblicke wieder zur Betrachtung der levantinischen Bildungen in Österreich-Ungarn. Sie kamen in einzelnen Süßwasserbecken zur Ablagerung, von welchen wir jenes, welches die reichste Gliederung und die mannigfachsten, allmählich sich entwickelnden Conchylienfaunen aufweist, bereits oben kennen gelernt haben. Es ist das westslavonische Becken. Ein weiteres tritt uns in Syrmien, ein drittes in Siebenbürgen entgegen. Auch in der großen pannonischen Ebene war ein levantinischer See vorhanden, dessen Spiegel aber sehr tief gelegen haben muß, denn die levantinischen Ablagerungen treten nicht, wie im westslavonischen Becken, an den Rändern der Niederung auf, sie sind vielmehr, von jüngeren Bildungen bedeckt, nur in der Mitte des Beckens durch Bohrungen erschlossen worden.

Höchst eigentümlich sind die Verhältnisse, unter welchen levantinische Ablagerungen im Wiener Becken auftreten. Man rechnet hieher die Süßwasserkalke des Eichkogels bei Mödling und die Süßwasserschichten, welche in der Umgebung von Moosbrunn und einigen anderen Orten in viel tieferem Niveau auftreten. D. STUR hat diese Bildungen 1869 unter der Bezeichnung „Schichten von Moosbrunn" zusammengefaßt und die Gegend von Moosbrunn, zwischen Ebergassing und Rauhenwarth, den Königsberg südlich von Fischamend und den Eichkogel bei Mödling als Punkte bezeichnet, an welchen diese Ablagerungen auftreten.[2] Bei Moosbrunn lagert über dem Congerientegel der pontischen Stufe (Inzersdorfer Tegel) zunächst ein Tegel, welcher nicht selten *Unio atavus Partsch* führt und nach STUR die Basis der Moosbrunner Schichtenreihe bildet. Auf diesen Tegel mit *Unio* folgt eine drei- bis viermal sich wiederholende Wechsellagerung sehr dünner Lagen einer lettigen Torfkohle und eines mürben, an der Luft in eckige Stücke zerfallenden weißlichgrauen Süßwasserkalkes.

[1] E. SUESS. Antlitz der Erde, 3. Bd., S. 75—78.

[2] D. STUR. Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIX, 1869, S. 471.

Über der obersten Lage der Torfkohle folgt noch einmal eine mächtigere Lage von Süßwasserkalk. Den Schluß der Schichtreihe bildet eine Lage auffallend grünen Tegels, welcher von Sand bedeckt wird, den STUR als „Belvederesand“ bezeichnet, aber mit Unrecht, wie noch zu erörtern sein wird. Im grünen Tegel finden sich sehr häufig Fischreste (Wirbel) und Samen von *Chara Meriani*. Aus dem Süßwasserkalk führt STUR folgende Conchylien an: *Paludina (Vivipara) Sadleri Partsch*, *Paludina stagnalis Bast.*, *Valvata piscinalis Müller*, *Melanopsis Bouéi Fér.*, *Nerita grateloupana Fér.* An anderen Stellen zeigen die „Moosbrunner Schichten“ eine etwas abweichende Gliederung. Der feste Süßwasserkalk, welchen STUR den Moosbrunner Schichten zurechnet, hat seinen bekanntesten Fundort am Eichkogel bei Mödling. Außer *Vivipara Sadleri* kommen daselbst hauptsächlich Planorbis-, Helix- und Charareste vor. Die Lagerungsverhältnisse am Eichkogel hat F. KARRER eingehend erörtert[1]) und gezeigt, daß die Kuppe des zu einer Meereshöhe von 1146 Fuß (365 *m* nach der Militärkarte) sich erhebenden Berges aus einer über 100 Fuß mächtigen Ablagerung von Süßwasserkalk besteht, welche auf dem Inzersdorfer Tegel mit *Congeria subglobosa* und *Cardium apertum* ruht. In einer unmittelbar unter dem Süßwasserkalk gelegenen Tegelschichte, welche durch eine Brunnengrabung auf dem Eichkogel erreicht wurde, sammelte KARRER folgende Pflanzenreste: *Phragmites beningensis A. Br.*, *Glyptostrobus europaeus Brongn. Dryandroides lignitum Ung. sp.*, *Sapindus falcifolius A. Br.* und *Juglans latifolia A. Br.* STUR spricht die Ansicht aus, daß dieses Niveau vollkommen jenem Kohlenletten entsprechen dürfte, der zu Moosbrunn unter dem Süßwasserkalk liegt und mit ihm noch teilweise wechsellagert.[2]) Diesen Süßwasserbildungen vom Eichkogel und Moosbrunn hat STUR aber auch die lignitführenden Ablagerungen zugerechnet, welche jenseits des Neustädter Steinfeldes, im Sattel zwischen Leitha- und Rosaliengebirge bei den Orten Zillingsdorf, Zillingthal, Neufeld und Pötsching aufgeschlossen sind. Dort treten über den Cerithienschichten der sarmatischen Stufe, welche in dem Eisenbahneinschnitte bei Neudörfl, südöstlich von Neustadt entblößt sind, zunächst Congerientegel der Inzersdorfer Schichten auf, in welchen stellenweise *C. subglobosa* und *C. spathulata* beobachtet wurden. In den obersten Teilen des Tegels finden sich Lignitlager, deren Hangendes sandige, mürbe Tegelschichten bilden, in denen Pflanzenabdrücke stellenweise sehr zahlreich auftreten. STUR nennt auf Grund des von ČZJŽEK und FERSTL zu Zillingsdorf aufgesammelten Materiales folgende Arten: *Phragmites Oeningensis A. Br.*, *Glyptostrobus europaeus Br. sp.*, *Pinus hepios Ung.*, *Pinus palaeostrobus Ett.*, *Sequoia Langsdorfii Brongn.*, *Betula prisca Ett.*, *Carpinus*

[1]) F. KARRER. Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, X, 1859, S. 25.

[2]) D. STUR. Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien- und Cerithienschichten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, 1867, S. 100.

grandis Ett., *Ficus tiliaefolia A. Br.*, *Artocarpidium cecropiaefolium Ett.* und *Salix varians Goepp.* und fügt bei: „Nach der Lagerung dürfte auch dieser pflanzenführende Horizont dem vom Eichkogel und die Lignitlager den Schichten von Torfkohle und Kohlenletten zu Moosbrunn entsprechen.“ Man würde es also in den Lignitablagerungen von Zillingsdorf mit levantinischen Ablagerungen zu tun haben. Nun hat in neuerer Zeit von dem nur wenige Kilometer von Zillingsdorf entfernten Neufeld (Ujfalu) K. A. Redlich einige Wirbeltierreste geschildert,[1]) welche er als *Mastodon cf. longirostris Kaup.*, *Mastodon Borsoni Hays.* und *Sus sp.* anführt. Alle diese Reste sind sehr unvollständig — jener des Suiden z. B. beschränkt sich auf einen zweiten oberen Molar — immerhin deuten sie auf ein etwas höheres, pontisches Alter der betreffenden Ablagerungen, welche die Lignite von Zillingsdorf, Neufeld und Pötsching bergen. In der Nähe des letztgenannten Ortes sind schon in älterer Zeit bei Kohlenschürfungen an zwei Stellen Reste von *Aceratherium incisivum* bekannt geworden, wie Czjžek in einem Aufsatze über die Kohlenablagerungen bei Zillingsdorf und Neufeld berichtet.[2]) Man kann daher die Vorkommnisse jungtertiärer Süßwasserbildungen auf dem hochgelegenen Sattel zwischen dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge wohl als einen Beweis dafür betrachten, daß hier zur pontischen Zeit eine Verbindung zwischen der inneralpinen Niederung von Wien und dem großen pannonischen Becken stattfand, worauf, wie wir im vorhergehenden Abschnitte sahen, bereits F. v. Hauer hingewiesen hat, man kann aber nicht annehmen, daß die levantinischen Gewässer, welche den pontischen folgten, gleichfalls über diese Schwelle hinübergegangen seien. Die oben erwähnte Tieflage der levantinischen Schichten im großen pannonischen Becken macht dies von Haus aus unwahrscheinlich und auch die Verhältnisse in der inneralpinen Niederung von Wien zwingen keineswegs zu einer solchen Annahme. Die Schichten von Moosbrunn sind allerdings in den tieferen Teilen der Niederung, wie wir bereits gesehen haben, ziemlich verbreitet und auch nördlich der Donau werden von Stur Paludinentegelsande der levantinischen Stufe in ziemlicher Verbreitung auf der 1889/90 von ihm aufgenommenen geologischen Spezialkarte ausgeschieden, und zwar insbesondere zwischen Wolkersdorf im Westen und der March im Osten. Die Umgebungen von Groß-Schweinbarth und Raggendorf, Niedersulz, Spannberg und Ebenthal, Dürrnkrut und Stillfried fallen größtenteils diesem Niveau zu. Östlich von Ullrichskirchen wird auch Paludinensüßwasserkalk angegeben.[3]) Man könnte nun, gestützt auf diese weite Verbreitung levantinischer Ablagerungen und zumal auf die bedeutende Seehöhe, in welcher der Süßwasserkalk des Eichkogels bei Mödling auftritt, eine sehr große Ausdehnung eines levantinischen Binnen-

[1]) K. A. Redlich, Über Wirbeltierreste aus dem Tertiär von Neufeld (Ujfalu) bei Ebenfurth an der österr.-ungar. Grenze. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1899, S. 147.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, II, 1851, Heft 4, S. 47.

[3]) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien, aufgenommen 1889/90 von Dionys Stur. — Wien 1894, S. 10.

sees in der Niederung von Wien behaupten. Es ist aber sehr fraglich, ob der Süßwasserkalk vom Eichkogel — dem in ähnlicher Höhenlage ein weiteres Vorkommen nicht zur Seite gestellt werden kann — in der Tat in einem so hoch gespannten Binnensee zur Ablagerung kam, oder nicht vielmehr, wie Prof. A. Penck in mündlichen Mitteilungen darlegte, als eine lokale Kalktuffbildung zu betrachten ist, verursacht durch kalkreiche Quellen, welche größere und kleinere Tümpel bilden mochten, in denen sich Sumpfvegetation und Süßwasserconchylien ansiedeln konnten, deren Reste wir zusammen mit vom Lande her eingeschwemmten Helices in dem erhärteten Kalkschlamm finden. Für die eigentlichen Moosbrunnerschichten Sturs und dessen Paludinensande paßt diese Erklärung allerdings nicht und wir müssen wohl annehmen, daß die Tiefe der inneralpinen Niederung von Wien zur levantinischen Zeit von einem Binnensee erfüllt war. Als Randbildung dieses Sees ist wahrscheinlich, worauf mich Prof. E. Suess aufmerksam machte, jener Steilrand zu betrachten, welcher das Neustädter Steinfeld in südöstlicher Richtung umgibt. Der Sattel zwischen Rosalien- und Leithagebirge wird, wie oben erörtert, von jungtertiären, leichter zerstörbaren Ablagerungen gebildet. In der Gegend von Neudörfl (Laitha—St. Miklos) sieht man nun hoch über dem Niveau des Leithaflusses, welcher relativ wasserarm ist, einen wohlmarkierten, bogenförmigen Steilrand an das Grundgebirge sich anschließen, welcher höchst wahrscheinlich durch den Wellenschlag des letzten levantinischen Binnensees verursacht wurde, der einen großen Teil des Wiener Beckens bedeckte, dessen Spiegel aber erheblich tiefer lag als die Höhe des Eichkogels, auf welcher zur selben Zeit lokale Kalkablagerungen stattfinden mochten.

Nirgends finden sich in der Niederung von Wien die Spuren einer Säugetierfauna des Landes, welche der levantinischen Stufe zuzurechnen wäre. Es fehlt aber an anderen Orten im Gebiete der österr.-ungar. Monarchie keineswegs an solchen Resten. In den slavonischen Paludinenschichten ist, abgesehen von einem Biberzahn, der spezifisch nicht genau gedeutet werden konnte, *Mastodon arvernensis*, also ein typisches Element der ersten pliocänen Säugetierfauna bekannt geworden.[1]) Eben dieselbe Form findet sich bei Dovoseló, südlich von Köszeg im Eisenburger Komitat in gelben Sanden, welche in großer Menge *Melanopsiden: Mel. Martiniana* und *Mel. Bouéi*, ferner *Unio Wetzleri* und eine glatte *Vivipara* (*Vivipara Sadleri*) führen, also wohl den unteren Paludinenschichten zugehören, während *Mastodon arvernensis* in Slavonien in den obersten Paludinenschichten beobachtet wurde. Reste von *Mastodon arvernensis* wurden ferner an mehreren anderen Stellen Ungarns und Siebenbürgens, namentlich aber zu Ajnácskö südwestlich von Rima-Szombath im Gömörer Komitat bekannt, an welchem Fundorte eisenschüssige Sande und Schotter jungen Basaltdecken aufgelagert sind.

[1]) M. Neumayr. *Mastodon arvernensis* aus den Paludinenschichten Westlavoniens. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1879, S. 176.

Lange wurden diese braunen, knochenführenden Sande den Belvedereschichten zugewiesen, da man die häufigen *Mastodon*-Reste dem *Mastodon longirostris* zuschrieb, bis Vacek zeigte, daß kein einziger der *Mastodon*-Reste von Ajnácskö dieser für die Fauna des Belvedereschotters bezeichnenden Art, vielmehr alle zu *Mastodon Borsoni* und *Mastodon arvernensis* gehören.[1]) Diese Mastodonten sind zu Ajnácskö vergesellschaftet mit mehreren Arten von *Rhinoceros*, mit *Tapirus priscus Kaup*, *Tapirus hungaricus Meyer*, *Cervus sp.* (cf. *arvernensis Croiz.*) und *Castor Ebeczkyi Krenner*. Wie Fuchs gezeigt hat,[2]) stimmt diese Fauna mit der älteren pliocänen Säugetierfauna von Montpellier überein, welche von der jüngeren Fauna mit *Elephas meridionalis*, *Hippopotamus major* und *Rhinoceros etruscus* wohl zu unterscheiden ist. Das für die ältere pliocäne Säugetierfauna besonders bezeichnende *Mastodon arvernensis* ist ferner noch zu Aszód bei Gödöllö und zu Angyalos im Széklerlande gefunden worden, endlich sind Reste desselben, die seinerzeit dem *Mastodon angustidens* zugeschrieben wurden, neben solchen von *Tapirus* und *Cervus* seit langem von Bribir bei Novi im kroatischen Küstenlande bekannt, wo sie bei einer Schürfung mitten in der Kohle gefunden worden waren.[3]) Vacek hat gezeigt, daß die auf *Mastodon angustidens* bezogenen Reste von Bribir zu *Mastodon arvernensis* gehören und daß nach einem im Museum der geologischen Reichsanstalt befindlichen Stoßzahnfragment, „das durch glatte Oberfläche und gänzlichen Mangel einer Zementdecke sich auszeichnet", auch *Elephas* zur Fauna von Bribir gehöre.

Von besonderem Interesse aber ist der Nachweis der ersten pliocänen Säugetierfauna in der Kohle des Beckens von Schönstein in Untersteiermark. Nach Rolle, welcher von jenem Becken eine eingehende Schilderung lieferte,[4]) erinnert die von ziemlich hohen, zumeist aus Triasbildungen bestehenden Bergen umrahmte Ausweitung des mittleren Packtales schon in ihrer äußeren Gestaltung an ein Seebecken. Die Kirche des Ortes Skalis führt in Übereinstimmung mit der Volkssage, daß das Becken noch vor kurzer Zeit von einem See erfüllt gewesen sei, den Namen „St. Georgen am See". Dafür, daß zur Zeit menschlicher Ansiedlung ein See vorhanden gewesen sei, fehlen nähere Anhaltspunkte, hingegen hat Rolle gezeigt, daß zur jüngsten Tertiärzeit ein See vorhanden gewesen sei, in welchem Tegel und Sande mit vereinzelten Schotterlagen zum Absatz kamen, in welchen Ablagerungen auch Lignitflötze auftreten. Im Hangenden der Kohle fand Rolle zahlreiche Süßwasserconchylien: *Paludina*, *Valvata*, *Planorbis* und

---

[1]) M. Vacek. Über österreichische Mastodonten. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. VII, Heft 4, 1877.

[2]) Th. Fuchs. Über neue Vorkommnisse fossiler Säugetiere von Jeni Saghra in Rumelien und von Ajnácskö in Ungarn, nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über die sogenannte „pliocäne Säugetierfauna". Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1879, S. 49.

[3]) M. Hoernes. Fossile Säugetiere. Haidingers Berichte, IV, 1848, S. 83.

[4]) Rolle. Die Lignitablagerungen des Beckens von Schönstein in Untersteiermark und ihre Fossilien. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 41. Bd., 1860, S. 7—56.

Limnaeus und schloß aus dem Vorkommen von *Planorbis umbilicatus Müll.*, *Planorbis crista Linné* und *Planorbis nitidus Müll.* Formen, welche heute noch leben und nicht weiter als bis ins Pliocän zurückreichen, auf ein sehr jugendliches Alter der Beckenausfüllung, die er geradezu als pliocän bezeichnete. STUR hat, den Auseinandersetzungen ROLLES folgend, sich direkt für eine Parallelisierung der Lignitablagerungen von Schönstein mit den Schichten von Moosbrunn im Wiener Becken ausgesprochen.[1]) Zur Zeit der ROLLEschen Untersuchung war das Lignitvorkommen des Beckens, das häufig auch als „Schalltal“ bezeichnet wird, nur sehr unvollkommen aufgeschlossen. Erst im Jahre 1875 wurde durch eine Bohrung SO von Skalis die außerordentliche Mächtigkeit dieser Lignitablagerungen erwiesen, welche von 1885 ab durch DANIEL V. LAPP planmäßig durch zahlreiche Bohrungen erschlossen wurden und hierauf Gegenstand ausgedehnten Bergbaubetriebes wurden.[2]) Von der Mächtigkeit des Schalltaler Lignites erhalten wir eine Vorstellung durch die Tatsache, daß das Bohrloch Nr. VII beispielsweise 79·13 *m* reinen und 32·04 *m* unreinen Lignit aufschloß. Die Mächtigkeit der Flötzmasse ist also eine ganz außerordentlich große. Die Qualität des Lignites — welcher häufig die Holzstruktur sehr deutlich erhalten zeigt und eine Bearbeitung mit Säge und Hobel zuläßt — steht allerdings hinter jener der übrigen Braunkohlen der Steiermark zurück, doch gestattet die in neuerer Zeit aufgenommene Erzeugung von Briketts aus Schalltaler Kohle weiteren Transport und findet dieses Brennmaterial dermalen auch in Graz stetig steigenden Absatz. Infolge des Abbaues der Kohle wurden auch Säugetierreste aus derselben zu Tage gefördert, welche F. TELLER näher untersuchte. Ansehnliche Reste eines Tapirs konnte TELLER auf die kleinere zu Ajnácskő vorkommende Art *Tapirus hungaricus Meyer* zurückführen, welche mit dem lebenden indischen Tapir nahe verwandt ist.[3]) Später fand sich in den Hangendschichten des Lignites auch ein Bruchstück eines oberen Backenzahnes von *Mastodon arvernensis*.[4])

Es sind also die levantinischen Ablagerungen Österreich-Ungarns an vielen Stellen auch durch die erste pliocäne Säugetierfauna mit *Mastodon arvernensis* gekennzeichnet, gerade so wie die pontische Stufe durch die Fauna mit *Mastodon longirostris* charakterisiert wird. Aber auch die zweite pliocäne Säugetierfauna, die Fauna des Arnotales mit *Elephas meridionalis* und *Hippopotamus major* ist dem österreichisch-ungarischen Tertiär nicht fremd.

Bei Város Hidvég im Somogyer Komitate wurde durch L. v. ROTH in einem unter dem Löß gelegenen fluviatilen Schotter ein Zahn eines

[1]) D. STUR. Geologie der Steiermark, S. 611.

[2]) E. RIEDL. Die Kohle des Schalltales. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Wien, 25. Jahrg., 1887, Nr. 12.

[3]) F. TELLER. Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 38. Bd., 1888, S. 729—772.

[4]) F. TELLER. *Mastodon arvernensis Croiz et Job.* aus den Hangendtegeln der Lignite des Schalltales in Südsteiermark. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1891, S. 295.

Elephanten gefunden,[3]) welchen ROTH dem *Elephas meridionalis* zurechnete, welche Bestimmung TH. FUCHS bestätigte.[4])

Bei Aszód nordöstlich von Gödöllö finden sich Reste der beiden pliocänen Säugetierfaunen in übereinanderfolgenden, verschiedenartigen Ablagerungen. Die Ebene östlich von Pest wird in großer Ausdehnung von weißlichem, stellenweise gelbem oder braunem Quarzschotter gebildet. In diesen Schotterablagerungen wurden bei Aszód eine große Anzahl riesiger Backenzähne von *Elephas meridionalis* gefunden, welche im Budapester Nationalmuseum aufbewahrt werden. Nach einer Mitteilung von Prof. KRENNER an FUCHS wurde bei einer Brunnengrabung bei Aszód dieser Schotter durchfahren, worauf man auf einen blauen Mergel stieß, in dem sich Backenzähne von *Mastodon* fanden, welche, wie bereits oben erwähnt, vollkommen mit jenen des *Mastodon arvernensis* übereinstimmen. Es liegen also bei Aszód verschiedenartige Ablagerungen mit den beiden altersverschiedenen pliocänen Säugerfaunen übereinander.

Auch in der inneralpinen Niederung von Wien scheinen die pliocänen Sande und Schotter, welche in Ungarn durch das Vorkommen von *Elephas meridionalis* gekennzeichnet sind, nicht zu fehlen. TH. FUCHS weist auf die Ähnlichkeit hin, welche der sogenannte „umgeschwemmte Belvedereschotter", welcher in Niederösterreich und speziell bei Wien regelmäßig unter dem Löß und unter dem Lokalschotter vorkommt, mit dem Quarzschotter der Ebene östlich von Pest aufweist. In hohem Grade wahrscheinlich ist es, daß auch der „Belvedereschotter", welchen STUR im Hangenden seiner Moosbrunner Schichten anführt, ebendemselben pliocänen Niveau angehört. Da uns aber bezeichnende Reste fehlen, kann dies nicht mit Sicherheit behauptet werden.

Die nachstehende Tabelle mag über die Aufeinanderfolge der tertiären Säugetierfaunen Österreich-Ungarns orientieren. SUESS hatte seinerzeit im Wiener Becken drei aufeinanderfolgende Säugetierfaunen des Landes unterschieden, von welchen die erste der Fauna von Sansan und Eibiswald entsprach (Kohle von Pitten), die zweite der Fauna von Eppelsheim und Pikermi gleichgestellt wurde (Inzersdorfer Tegel und Belvedereschotter), die dritte aber die Diluvialfauna war. Hierzu kommt nun die Fauna von Eggenburg, welche jener der Sables d'Orléannais entspricht, während von den beiden pliocänen Säugetierfaunen bis nun keine Reste in der Niederung von Wien gefunden wurden. Der Vollständigkeit halber wurden in der Tabelle auch die Faunen der älteren Tertiärschichten aufgenommen.

[3]) Földtani Közlöni, 1875, S. 279.

[4]) TH. FUCHS, Beiträge zur Kenntnis der pliocänen Säugetierfauna Ungarns. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1879, S. 270.

Die tertiären Säugetierfaunen Österreich-Ungarns.

Stufen	Fremde Faunen	Vertretung in Österreich-Ungarn
Oberes Pliocän	Fauna des Arnotales	Sande von Aszód und Gödöllö und von Város Hidvég im Somogyer Komitat mit *Elephas meridionalis*
Levantinische Stufe Unteres Pliocän	Fauna von Montpellier	Paludinenschichten Slavoniens mit *Castor sp.* und *Mastodon arvernensis*, Sande von Ajnácskö mit *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni, Rhinoceros sp.* div. *Tapirus priscus* und *T. Hungaricus, Cervus cf. arvernensis, Castor Ebeczkyi.* — Kohle von Bribir mit *Mastodon arvernensis*, (?) *Elephas, Tapirus, Cervus.* Lignit des Schalltales mit *Tapirus Hungaricus* und *Mastodon arvernensis*
Pontische Stufe	Fauna von Pikermi, Eppelsheim und Mont-Léberon (zweite Säugetierfauna des Wiener Beckens bei Suess)	Thracische Ablagerungen (Belvedereschotter) mit *Mastodon longirostris, Dinotherium giganteum, Aceratherium incisivum, Hipparion gracile*, Lignit von Neufeld (Ujfalu) mit *Mastodon longirostris* und *M. Borsoni, Sus sp.*, Knochenschicht von Baltavár mit *Machairodus, Hyaena, Antilopen;* vereinzelte Vorkommnisse im Inzersdorfer Tegel; fluviatile Einlagerungen von Mannersdorf mit *Mastodon longirostris, Dinotherium giganteum, Rhinoceros cf. Schleiermacheri, Hipparion gracile, Amphicyon Gutmani.* — Basis der pontischen Ablagerungen am Eichkogel bei Mödling mit *Mastodon Pentelici, Dinotherium laevius, Aceratherium Goldfussi, Hipparion gracile, Hystrix primigenia, Helladotherium, Tragoceros.* — (?) Kohle des Hausruck in Oberösterreich mit *Hipparion gracile* und *Chalicotherium*
Sarmatische Stufe	Fauna von Simorre, Sansan, Georgensgmünd (erste Säugetierfauna des Wiener Beckens bei Suess)	Einschwemmungen in den brackischen Ablagerungen der sarmatischen und in den marinen der zweiten Mediterranstufe. — Kohlen von Eibiswald, Wies, Köflach, Voitsberg, Göriach, Pitten mit *Mastodon angustidens, Rhinoceros sansaniensis* und *Rh. austriacus, Ta-*

Stufen	Fremde Faunen	Vertretung in Österreich-Ungarn
Zweite Mediterran-Stufe	Fauna von Simorre, Sansan, Georgensgmünd (erste Säugetierfauna) des Wiener Beckens bei SUESS)	*pirus Telleri, Anchitherium Aurelianense, Amphicyon intermedius, Dinocyon Göriachensis, Ursavus brevirhinus, Lutra Valetoni, Felis tetraodon, Felis Turnauensis, Palaeomeryx eminens, Pal. Meyeri, Dicroceros furcatus, Dicroc. elegans, Hyaemoschus crassus, Steneofiber (Chalicomys) Iaegeri, Hylobates (Pliopithecus) antiquus*
Erste Mediterran-Stufe	Fauna der Sande des Orléanais	Einlagerungen von Eggenburg mit *Brachyodus onoideus*
Aquitanische Stufe	Fauna von Cadibona	Kohle von Trifail („Sotzkaschichten") mit *Anthracotherium illyricum* Unterbasaltische Braunkohle Böhmens mit *Anthracotherium*
Eocän:		Kohle vom Monte Promina in Dalmatien mit *Prominotherium dalmatinum*

VIII. Abschnitt.

Die Bildungen des Eiszeitalters.

Das Wort „Eiszeit" ist im Titel dieses Kapitels in dem Sinne „Eiszeitalter" gleichbedeutend mit den alten Bezeichnungen Diluvium, Quartär, Pleistocän gebraucht. Auch die Ebenen Österreichs tragen die Spuren einer einstigen Herrschaft des Eises, auch sie lassen an manchen Stellen die Wiederholung der Vereisung erkennen, wenn auch vielleicht im allgemeinen minder deutlich als die oberbayrische Ebene, von der die genauere, durch A. PENCK begründete Unterscheidung der einzelnen durch interglaciale Zeiträume getrennten Unterabteilungen der Eiszeit für das alpine Gebiet ausging.

Die hier zu betrachtenden österreichischen Niederungen können wir in Bezug auf ihre eiszeitlichen Ablagerungen in zwei Gruppen sondern: in das galizische Flachland, welches zur Zeit der größten Ausdehnung des Eises vom nordischen Gletschereis bedeckt wurde und die Niederungen am Fuße der Alpen, in welche die Eisströme derselben hinabstiegen oder welchen Niederungen dann, wenn die Gletscher selbst die Ebene nicht erreichten, das Moränenmaterial derselben durch fluviatile Umlagerung zugeführt wurde.

Diese beiden Gebiete erheischen gesonderte Besprechung. Das galizische Flachland wurde zur ersten großen Eiszeit in gewaltiger Ausdehnung vom nordischen Eise bedeckt. Die nachstehende kartographische Skizze gibt (nach Uhlig)[1] die Südgrenze des nordischen Erraticums in Galizien und zeigt, daß dasselbe bis in die Randzonen der Karpaten zu verfolgen ist, in welchen erratische Blöcke nordischer Provenienz beispielsweise in der Umgebung von Przemyśl in ziemlicher Höhe auf Karpatensandstein lagern.

Die nordische Eisbedeckung reichte sonach nicht bloß über das ganze Flachland bis an den Südfuß der Karpaten, sondern das Eis stieg auch über die ersten Vorhöhen und dementsprechend liegen heute die nordischen

Karpaten. Podolische Platte und Lemberg-Tomascower Rücken.
Südgrenze der Verbreitung des nordischen Erraticums.

Fig. 13. Südgrenze des erratischen Diluviums in Galizien.
Nach Uhlig, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 228.

Blöcke ausgestreut auf einem ziemlich ausgedehnten karpatischen Areal. Dem Rande der Karpaten folgt im Weichselgebiet eine Lößterrasse von etwa 7—15 *km* Breite und etwa 250 *m* mittlerer Seehöhe, welche sich etwa 60 *m* über das nördlich sich anschließende lößfreie Flachland erhebt. Dieses Flachland wird nördlich durch das breite Alluvialtal der Weichsel begrenzt, es gewinnt dasselbe also von West nach Ost mit der Entfernung der Weichsel von den Karpaten an Breite. Von einem „Flachland“ im eigentlichen, strengen Sinne des Wortes kann freilich nicht die Rede sein, denn von einem erhöhten Punkte betrachtet, zeigt sich das ganze Land von flachen Höhenrücken durchzogen, welche sich bei näherer Betrachtung in ein regel-

[1]) V. Uhlig. Geologische Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXIV, 1884, S. 228.

loses Gewirr von flachen Kuppen und Rücken auflösen, welches von Schluchten durchsetzt wird. Zumal dann, wenn diese Höhen bewaldet sind, bringen sie Abwechslung in die Landschaft. An vielen Stellen ist echte Moränenlandschaft vorhanden und auch die abflußlosen Stellen, die Sumpf- und Weiherbildungen fehlen nicht. Zumal im Sangebiete finden sich die bezeichnenden kleinen Seen und Weiher, die ohne Zu- und Abfluß, von rundlicher oder eiförmiger Gestalt 50—100 *m*, ja selbst bis 600 *m* im Durchmesser und nur 1—2 *m* Tiefe messen. Auch treten zahlreiche Moore und Sümpfe auf. Die Höhenunterschiede sind übrigens in diesem wellig gebauten Gebiete ziemlich unbedeutend, so daß es im großen und ganzen die Bezeichnung Flachland wohl verdient. Der Boden besteht aus Lehm und Sand, welch letzterer stellenweise als Flugsand auftritt und dann Dünenzüge entwickelt teils mit, teils ohne Beimengung von erratischen Blöcken. Das Erraticum des Flachlandes ist zuweilen umgelagert und mit Kreidebrocken gemengt — ähnlich, wie weiter im Süden die Moränen nicht mehr ihre ursprüngliche Lagerung besitzen, sondern durch die Karpatenflüsse umgelagert und mit karpatischen Flußgeschieben vermischt wurden.

Im Gebiete der podolischen Platte, deren Aufbau aus einer lückenhaften Reihe fast horizontal gelagerter Schichtgruppen bereits Erwähnung fand, tritt in ungeheurer Ausdehnung Löß auf. Unabsehbare, menschenleere, baum- und flußlose Ebenen breiten sich aus, teils kultiviert, teils Steppe mit der bezeichnenden üppigen Flora des Frühlings, die im Hochsommer erstirbt. Die Siedlungen liegen alle in den tiefen, steilwandigen Tälern, welche der Dnjester und seine nördlichen Nebenflüsse, die im allgemeinen ziemlich regelmäßig von Nord nach Süd fließen, eingegraben haben: die Lipa, Zlota Lipa, Strypa, der Sereth und Zbrucz. Die Richtung dieser Flüsse stimmt mit der allgemeinen Abdachung des Plateaus; in ihrem Oberlaufe sind die Täler seichte Mulden von kaum 60 *m* Tiefe, im Unterlaufe haben sich die Flüsse tief, bis 200 *m* und darüber eingeschnitten. Dementsprechend finden sich auch die besten Aufschlüsse im Südosten des Landes, nahe der russischen Grenze und jenseits derselben. Bei Jampol im russischen Dnjestertale sehen wir den ganzen Unterbau der Platte bloßgelegt. Die Unterlage bildet Granit, darüber Silur, und zwar zunächst Sandstein, darüber Mergelkalke und Tonschiefer, welch letztere auch im österreichischen Dnjestergebiete sichtbar werden. Über dem Silur folgen rote Devonschichten, gebildet von wechsellagernden, leicht zerstörbaren Tonschiefern und besser Widerstand leistenden Sandsteinplatten, welche treppenförmigen Aufbau der Talwände verursachen. Es folgen der nur stellenweise vorhandene Jura, dann Kreidemergel, hierauf die schon früher besprochenen Neogenbildungen, endlich auf der Höhe des Plateaus in ungeheurer Flächenausdehnung der Löß.

Zwischen der podolischen Platte und dem karpatischen Faltengebirge liegt eine breite Zone, in welcher keine tieferen Ablagerungen als Neogen aufgeschlossen sind. Stryx nennt diese Zone „das neogene Hügelland des oberen Dnjester und des Pruth“. Die tertiären Schichten werden

teils in den Tälern des welligen Hügellandes, teils auf den Höhen desselben sichtbar. Eine mächtige Verwitterungsdecke, der „Berglehm", verhüllt sie in großer Ausdehnung, dann tritt in weiter Verbreitung Löß auf, welcher zumal in Terrassen die Ufer der bedeutenderen Flüsse begleitet.

Auf der Nordseite der podolischen Platte herrschen andere Verhältnisse. Von Lemberg bis Tomaszów zieht sich ein Ausläufer der Platte: der Lemberg-Tomaszówer Rücken. Eingeschlossen von ihm und dem nördlichen Plateauland liegt das Tiefland des Bug und Styr. Es unterscheidet sich vom Plateau durch tiefgreifende Zerstörung. Die Denudation hat alle tertiären Ablagerungen bis auf wenige Spuren entfernt, so daß die Ablagerungen der Diluvialzeit unmittelbar auf dem Kreidemergel ruhen. Die Löß- und Sandbedeckung bildet infolge der späteren Erosion langgestreckte Höhenzüge oder auch wohl einzelne Erhebungen. Höchst einförmig aber erscheinen die Sandebenen, in welchen nur niedere Dünenzüge auftreten.

Eine eigentümliche, in Ostgalizien in vielen Tälern sichtbare Erscheinung, auf welche zuerst Lomnicki, Tietze und Hilber aufmerksam gemacht haben, ist die Talungleichseitigkeit und die vorherrschende Entwicklung des Löß auf den sanfter geneigten westlichen Talgehängen. Diese Erscheinung ist in verschiedener Weise gedeutet worden.

E. Tietze hat sie auf das Vorherrschen der Westwinde zur Zeit der Lößbildung zurückgeführt. Der Steppenstaub, der aus dem Löß entstand, sei von den vorherrschenden Westwinden fortgetragen worden und im Windschatten, also an den westlichen Gehängen der NS verlaufenden Höhenrücken niedergefallen.[1])

Hilber hat dagegen darauf hingewiesen, daß das Grundgebirge unter dem Löß die gleichsinnige Ungleichböschung aufweise wie die Oberfläche,[2]) daß also die Talungleichseitigkeit bestehen bleibe, auch wenn man die Lößbedeckung entfernt denkt, in welchen Ausführungen ihm Uhlig beipflichtet, nach dessen Darstellung wir ein Profil durch das Tal des Bugflusses bei Sokol wiedergeben, welches deutlich zeigt, daß die Talasymmetrie vom Löß gänzlich unabhängig ist.[3])

Hilber hatte zuerst die Asymmetrie der ostgalizischen Täler durch eine ursprüngliche, dem Schichtenfallen entsprechende, quer über die ungleichseitigen Täler laufende allgemeine Abdachung des Landes zu erklären versucht, diese Erklärung aber später zu Gunsten einer allgemeineren, den Grundgesetzen der Erosion entsprechenden aufgegeben, welche er 1886 aufgestellt hat: In der Regel folgen hauptflußabwärts immer tiefer eingeschnittene Seitentäler aufeinander, weil die Mündungsstellen entsprechend der Erniedri-

[1]) E. Tietze. Über die geologische Aufnahme der Gegend von Lemberg und Gródek, insbesondere über den Löß dieser Gegend. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1881, S. 37—40.

[2]) V. Hilber. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXII, 1882, S. 328.

[3]) V. Uhlig. Geologische Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXIV, 1884.

gung des Hauptflußniveaus immer tiefer liegen. Jeder Rücken zwischen zwei Nebenflüssen wird von zwei Seiten angegriffen, von der Seite der hauptflußaufwärts liegenden und von der Seite des hauptflußabwärts liegenden Grenztales. Das tiefere Niveau des letzteren bedingt eine stärkere Abschwemmung der ihm zugekehrten Seite des Rückens durch das Regenwasser und deshalb eine Ermäßigung der Böschung.[1]) HILBER hat dafür manche Beispiele aus anderen Gegenden angeführt und zumal darauf aufmerksam gemacht, daß die südöstliche Umgebung von Graz zahlreiche Fälle solcher Talungleichseitigkeit aufweise.[2])

TIETZE hat an seiner Theorie festgehalten und dieselbe lediglich, da er die von HILBER und UHLIG übereinstimmend festgestellte Asymmetrie des Grundgebirges anerkennen mußte, in der Weise modifiziert, daß er annimmt, der Lößabsatz an der Westseite der Täler habe die Flüsse nach Osten gedrängt und dadurch sei die östliche Steilwand entstanden. HILBER meint, daß eine derartige Verdrängung des Flusses bei dem langsamen Wachsen

k Kreide, *g* Geschiebeschicht, *l* Löß, *a* altalluviale und *a'* jungalluviale Talterrasse.

Fig. 14. Lößterrasse bei Sokol, östlich und westlich vom Bugfluß.
Nach Uhlig. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 208.

des Lößes nach der von TIETZE akzeptierten äolischen Lößtheorie nicht zu erwarten sei, weil der Fluß den in seinen Bereich kommenden Lößstaub weggeführt haben würde.[3])

In den an die Alpen sich anschließenden Niederungen Österreichs sind Diluvialablagerungen sehr mannigfacher Natur vertreten. Das österreichische Vorland der Alpen zeigt allerdings diesbezüglich weniger ausgedehnte und mannigfache Bildungen als die oberbayrische Ebene und noch geringer ist der Anteil der Diluvialablagerungen an den jüngeren Ausfüllungsmassen der Grazer Bucht. Es hängt dies, wie schon hier, späteren Erörterungen vorgreifend, bemerkt werden soll, wahrscheinlich damit zusammen, daß die Vereisung der Alpen im westlichen Teile des Hochgebirges viel stärker auftrat und nach Osten allmählich abnahm, so zwar, daß hier die Eisströme nicht bis in die vorgelagerten Ebenen hinabsteigen konnten. Dementsprechend finden

[1]) V. HILBER. Asymmetrische Täler. PETERMANNS Mitt., 1886.

[2]) V. HILBER. Die Entstehung der Talungleichseitigkeit. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1889, S. LXXXIV.

[3]) E. TIETZE. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1887, 37. Bd. — S. 825—830 Verteidigung seiner Lößtheorie.

wir in unserem Gebiete zumeist nur umgelagerte Moränen: fluvioglaciale Schotterdecken und -Terrassen in großer Ausdehnung sowie Löß, den letzteren allerdings in beträchtlich stärkerer Entwicklung als in westlichen Gebieten.

Wie A. Penck gezeigt hat, ist für das Studium der Alpen im Eiszeitalter die Untersuchung der von den damaligen Gletschern im Vorlande gebildeten Ablagerungen von größter Bedeutung. Hier und zumal in der von Penck so genau studierten oberbayrischen Ebene läßt sich die Gliederung der verschiedenen Eiszeiten in ihren Moränenbildungen und zugehörigen fluvioglacialen Schotterfeldern deutlich erkennen.

Jede Gletscherausdehnung muß sich nicht bloß in den Ablagerungen des Eises selbst, sondern auch in jenen der dem Gletscher entströmenden Schmelzwässer kundgeben. Neben den eigentlich glacialen Ablagerungen wurden von Penck vor allem die fluvioglacialen in Betracht gezogen; sie erwiesen sich als viel leichter von einander zu trennen und geben vorzügliche Hilfsmittel für eine Gliederung des Eiszeitalters, in welchem derselbe auf Grund seiner Untersuchungen in dem Gebiete nördlich der Alpen zwischen der Reuß und der österreichischen Traun zunächst drei Glacial- und zwei Interglacialzeiten unterschied.[1] Später ist Penck noch über diese Unterscheidung hinausgegangen[2]) und stellt gegenwärtig in diesem Gebiete vier verschiedene durch eigene Moränen und fluvioglaciale Bildungen ausgezeichnete Eiszeiten auf, wobei er es nicht für ausgeschlossen hält, daß fernere Untersuchungen vielleicht die Einschiebungen noch weiterer Unterabteilungen nötig machen werden.

Die Wiederholung der Vereisung der Alpen zur Diluvialzeit ist ja seit langem festgestellt. Fraglich blieb nur, wie viele Glacial- und Interglacialzeiten anzunehmen wären. Schon 1854 zeigte Morlot an den Ufern des Genfersees, daß wiederholte Gletscherausdehnung stattgefunden hatte[3]) und Oswald Heer[4]) erörterte 1858 die Flora der Schweizer Schieferkohlen, welche zwischen Moränen liegen und die Reste von Pflanzen bergen, die einem ähnlichen Klima entsprechen, wie es heute in diesen Gegenden herrscht, zur Zeit der Moränenbildung aber von einem kälteren abgelöst wurde. Über die interglaciale Höttinger Breccie und ihre Flora hat sich eine umfassende und wenig Übereinstimmung zeigende Literatur entwickelt. Die Lagerungsverhältnisse wurden von Stur, Blaas, Rothpletz, Böhm und Penck[5]) in ziemlich verschiedener Weise beleuchtet und die Pflanzeneinschlüsse von

[1]) A. Penck. Zur Vergletscherung der deutschen Alpen. Leopoldina 1885.

[2]) A. Penck. Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. Schr. d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kennt., Wien, XXXIX, 1899, S. 67.

[3]) A. Morlot. Notice sur le quaternaire en Suisse. Bull. soc. Vaud. sc. nat., IV, 1854, S. 41.

[4]) O. Heer. Urwelt der Schweiz, 1. Aufl., 1858.

[5]) Siehe die vollständige Angabe der Literatur über die Höttinger Breccie in A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, S. 383.

Unger, Ettingshausen, Stur und Wettstein mannigfach gedeutet. Es kann nicht unsere Aufgabe sein, an dieser Stelle die Widersprüche der einzelnen Ausführungen eingehend zu erörtern, es mag genügen, kurz darauf hinzuweisen, daß erstlich heute kein Zweifel darüber übrig bleibt, daß es sich um eine echt interglaciale Ablagerung handelt, welche auf glacialen Bildungen ruht und von solchen überdeckt wird, daß also die Lagerungsverhältnisse unmöglich in jener Weise erklärt werden können, wie dies von Rothpletz geschieht, welcher die vorgefaßte, von Stur hauptsächlich auf mißdeutete Pflanzenreste gegründete Meinung von einem präglacialen, tertiären Alter der Höttinger Breccie durch Annahme einer eigenartigen Zerstörung der früheren Bildungen vor Anlagerung der glacialen Ablagerungen stützen will. Zweitens ist an der Wettsteinschen Bestimmung von *Rhododendron ponticum* als der bezeichnendsten Form der Höttinger Flora nicht zu zweifeln, ebenso daran, daß Sturs angebliche Palmenblätter in der Tat nichts als Fragmente von Cypergräsern sind. Es birgt also die Höttinger Breccie, welche von Moränen bedeckt wird, unter denen ihre Oberfläche abgeschliffen erscheint und in welchen Trümmer der Breccie vorkommen, während diese selbst wiederum auf älteren Moränenbildungen ruht, Pflanzenreste, welche auf ein zweifellos milderes Klima schließen lassen als es heute in einer Meereshöhe von ungefähr 1200 *m* im unteren Inntale herrscht. Von den 41 Pflanzen, welche v. Wettstein in der Höttinger Flora unterscheidet, kommen nur 29 auch heute noch in der Gegend in ähnlichen Verhältnissen vor, sechs weitere leben wohl noch heute in Nordtirol, aber in geringerer Höhe und unter den übrigen, welche der gegenwärtigen Tiroler Flora vollkommen fremd sind, befinden sich Arten wie *Rhododendron ponticum* und *Buxus sempervirens*, welche nur in einem wärmeren Klima gedeihen. *Rhododendron ponticum* wächst heute in den Gebirgen am Schwarzen Meer in Höhen von 400 bis 1900 *m* und von den übrigen Charakterpflanzen, welche daselbst mit ihm vergesellschaftet sind, kommen acht weitere ebenfalls in der Flora der Höttinger Breccie vor.

Die Pflanzen der interglacialen Schieferkohle von Dürnten und Wetzikon im Kanton Zürich, von Utznach und Mörschwyl im Kanton St. Gallen entsprechen einem rein gemäßigten Klima. Heer nennt als Elemente dieser Flora Fichte, Föhre, Bergföhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche, Bergahorn, Haselnuß, Himbeere, Fieberklee, Schilfrohr, Seebinse, Wassernuß u. a. m. Nur die Bergföhre deutet darunter auf etwas kälteres Klima, doch kann der Unterschied von dem gegenwärtigen nicht groß gewesen sein.

Von vornherein ist es wahrscheinlich, daß die Höttinger Breccie einer anderen Interglacialzeit angehört als die Schweizer Schieferkohlen — auch die letzteren sollen aber, neueren Untersuchungen zufolge, untereinander nicht gleichzeitig, sondern altersverschieden sein, so sollen z. B. die Schieferkohlen von Utznach jünger sein als jene von Dürnten und nicht wie diese interglaciale Ablagerungen darstellen, sondern vielmehr während des Rück-

zuges nach der letzten großen Vereisung infolge einer vorübergehenden Klimaschwankung gebildet worden sein.

Man würde aber sehr großen, ja aller Wahrscheinlichkeit nach unüberwindlichen Schwierigkeiten begegnet sein, wenn man es versucht hätte, die Chronologie des Eiszeitalters, die verschiedenen Eiszeiten und interglacialen Zeiträume in den Alpen selbst festzustellen. Dies ist vielmehr, wie schon eingangs betont, nur im Vorlande des Gebirges möglich. Die Untersuchung hat, wie A. PENCK erfolgreich gezeigt hat, an den Zungen der alten Gletscher, im Gebiete der mächtigen Glacialablagerungen und in jenem der gleichzeitigen fluvioglacialen Bildungen zu beginnen.

PENCK bezeichnet als eine „glaciale Serie“ die zusammengehörigen glacialen und fluvioglacialen Bildungen einer und derselben Vereisung und gibt ein sehr instruktives schematisches Bild einer solchen Serie,[1] auf welches hier verwiesen sein mag. Als einzelne Elemente der Serie haben wir zu unterscheiden das Zungenbecken, die dasselbe umgürtende Endmoräne und die der letzteren vorgelagerten fluvioglacialen Ablagerungen: das Schotterfeld.

In dem vertieften Zungenbecken ist die Moränenbedeckung spärlich; zwischen dem Moränenmaterial erhebt sich das Grundgestein in Form von Rundhöckern. Gegen die Endmoräne zu wird die Bedeckung stärker, sie tritt in der bezeichnenden Form der in der Richtung der Eisbedeckung gestreckten, elliptischen Hügel, der „Drumlins“ auf. Die Endmoräne ist oft nicht einfach, sondern ganze Schwärme von Moränen, einen Moränengürtel darstellend, umwallen das Zungenbecken. Außen knüpfen sich große Massen fluvioglacialer Schotter an, welche sich an den Moränenwall lehnen oder unter denselben einschießen, oder endlich aus dem Moränenmaterial durch allmählichen Übergang hervorgehen, wobei vielfach glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen ineinandergreifen. Diese fluvioglacialen Schotter bergen in der Nähe der Moränenwälle meist größere Blöcke und glaciale Geschiebe und zeigen daselbst auch stärkeres Gefälle, während sie unterhalb der „Übergangskegel“ wie DU PASQUIER diese Region nennt, verflachen und aus gleichmäßig grobem Material von Hühnerei- bis Faustgröße bestehen und ausgedehnte Schotterfelder bilden.

PENCK hat nun für die oberbayrische Ebene das Auftreten wiederholter solcher Serien nachgewiesen und ihre Altersverschiedenheit zumal durch die Unterscheidung der zugehörigen Schotterfelder dargetan. Es kann hier nur kurz auf das Resultat seiner Forschungen hingewiesen werden; nähere Erläuterung findet der Leser in der ausgezeichneten Darstellung: „Die Schottergebiete des nördlichen Vorlandes“ im Kapitel I des Werkes von PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter, insbesondere aber bei Betrachtung der überaus lehrreichen Aufrisse der Tafel I dieses Werkes, welche die Verknüpfung der verschiedenen Moränen und

[1]) A. PENCK und E. BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter, 1901, S. 16.

Schotter klar erkennen lassen. Penck unterscheidet vier verschiedene Schotterablagerungen, den älteren Deckenschotter, den jüngeren Deckenschotter, den Hochterrassen- und den Niederterrassenschotter, von welchen jeder einer Eiszeit entspricht, welche der Reihe nach als Günz- (älteste), Mindel-, Riß- und Würm- (jüngste) Vergletscherung bezeichnet werden. Die entsprechenden großen Anfangsbuchstaben G, M, R und W verwendet Penck in seinen Profilen zur Bezeichnung der zugehörigen Moränen, die kleinen: g, m, r und w zu jener der entsprechenden Schotter. Wir werden diesem Beispiele folgen, da die Penckschen Lokalnamen wohl bald allgemein und dauernd für die Gliederung der eiszeitlichen Bildungen des Alpengebietes Anwendung finden werden, zumal die Namen der einzelnen Vergletscherungen so gewählt wurden, daß in dem Falle, als die Zahl derselben durch spätere Untersuchungen noch erweitert werden sollte, die Einschiebung neuer Namen ohne Störung der alphabetischen Folge leicht möglich wäre. In Bezug auf die früher (1882) von Penck aufgestellte Dreiteilung der Schotter und der Vergletscherungen sei bemerkt, daß die Einschiebung der zuletzt aufgefundenen Eiszeit nicht an den Anfang des großen Eiszeitalters, sondern in dessen Mitte fällt. Die als erste 1882 unterschiedene Vergletscherung ist die erste geblieben, sie ist aber nicht mehr die drittletzte sondern die viertletzte.

Die verschiedenen Schotterbildungen, welche im Alpenvorlande als fluvioglaciale Ablagerungen mit den Moränen zusammenhängen, sind in Österreich früher meist ganz allgemein dem Neogen zugerechnet worden, so in der geologischen Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie von Fr. v. Hauer und in Franz Noës geologischer Übersichtskarte der Alpen. Pencks und Brückners Untersuchungen bahnen demnach in dieser Hinsicht einen erheblichen Fortschritt an. Mit Recht tadelt der erstere,[1]) daß die k. k. geologische Reichsanstalt bisher noch keine genauere Scheidung der glacialen und fluvioglacialen Formationen in ihrem Arbeitsgebiete in Angriff genommen hat, während — wie aus einem Aufsatz von A. Stella[2]) hervorgeht, die italienische geologische Anstalt auf der Spezialkarte des Pogebietes neben Moränen verschiedenen Alters fluvioglaciale und interglaciale Schotter zur Ausscheidung bringt.

Die vier fluvioglacialen Schotter, welche Penck in der oberbayrischen Ebene unterscheidet, finden sich auch in dem österreichischen Anteil des Alpenvorlandes wieder. Ehe wir hierauf eingehen, wollen wir einen Blick auf die Verhältnisse werfen, unter welchen diese Schotter an jener Stelle auftreten, wo die Donau ins bojische Massiv eintritt. Unmittelbar oberhalb jener Stelle weist Penck Anzeichen der vier fluvioglacialen Schotter des Alpenvorlandes nach, er zeigt, daß dieses Vorland hier in einem senkrechten Abstand von

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter. S. 5.

[2]) A. Stella. Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia. Boll. del R. com. geol., 1895, 1.

höchstens 35 *m* über dem Spiegel des Stromes liegt (Grenze des älteren Deckenschotters gegen den mächtig entwickelten Löß) und somit tief unter den Gneißhöhen bleibt, in welche die Donau bei Pleinting eintritt. Nichts deutet darauf hin, daß sie einst über die letzteren gebreitet waren, die 100 bis 130 *m* über den Fluß ansteigen. Nirgends zeigen sich die Spuren einer jugendlichen Verwerfung, vielmehr weist die Art des Auftretens der mit jungtertiären Ablagerungen innig verknüpften Quarzschotter darauf hin, daß seit ihrer Ablagerung, also seit der jüngeren Tertiärperiode keine nennenswerte Schichtstörung eingetreten ist. Penck führt damit den sicheren Nachweis, daß der Donaudurchbruch durch das Massiv zu den „epigenetischen Tälern" gehört. Dieses Tal wurde angelegt, als jungtertiäre Bildungen das ganze Alpenvorland bis zur Höhe des alten Gesteins bedeckten. Am Nordrand dieser Aufschüttung lief die Donau, schnitt oberhalb Pleinting ihr Bett in leicht zerstörbare Neogenschichten ein und furchte ein breites Tal aus. In dem widerstandsfähigen Grundgebirge hingegen konnte sie sich nur eine enge Furche eintiefen. Damit steht die Ausbildung des großartigen, trichterförmigen Taleinganges in das bojische Massiv im Zusammenhang. Das Donautal ist dort, wo es zwischen Massiv und Alpenvorland ausgefurcht wurde, ungemein breit — bei Straubing 15 *km*. Dann verschmälert es sich allmählich mit der Annäherung an die Enge: bei Osterhofen ist das Tal noch 10 *km*, bei Hofkirchen nur mehr 5 *km* breit, während es sich bei Pleinting auf 600 bis 800 *m* einengt.

Von den Moränengebieten des nördlichen Alpenvorlandes und des angrenzenden Gebirges fällt jenes des alten Inngletschers fast gänzlich außerhalb des Bereiches der österr.-ungar. Monarchie. Die Stelle aber, wo der Inn das Gebiet derselben verläßt, bedarf einer kurzen Erörterung. Dort, wo der Inn aus den Alpen hervortritt, zeigt sein Tal eine eigenartige Erweiterung, einen „Mündungstrichter", der um so breiter wird, je weniger hoch die Zonen sind, die er durchschneidet, zugleich zeigt sich die Talsohle übertieft, wie aus den Gefällsbrüchen der Nebentäler hervorgeht. Dies ist ein Resultat der Gletschertätigkeit wie klar aus ihren Spuren, Rundhöckern und Gletscherschliffen, ersichtlich wird.[1]) Diese Übertiefung fand ihr Ende in dem ausgedehnten Rosenheimer Becken, welches einst von einem See erfüllt war. Die Spiegelhöhe dieses erloschenen Sees von Rosenheim soll nach Penck etwas über 470 *m* betragen haben, während sein Flächenraum mit rund 310 *km*² angegeben wird, so daß er an Ausdehnung dem Bodensee nicht viel nachstand. Penck gibt an, daß der See innaufwärts sicher bis Fischbach reichte, wo Deltaschotter beobachtet wurde, möglicherweise bis fast Kiefersfelden, wo sich die Talsohle des Inn über 470 *m* erhebt und

[1]) F. Bayberger. Der Inngletscher von Kufstein bis Haag. Ergänzungsheft 70 zu Petermanns Mitteilungen, 1882. — Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, S. 142—147. — Max Schlosser hat allerdings das bayrische Inntal hauptsächlich durch tektonische Vorgänge, durch Einbrüche erklären wollen. Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1895, I, S. 75.

wo in Grabungen nächst der Eisenbahn schräge geschichtete Schotterpartien aufgeschlossen waren. Der eiszeitliche von den jungen Endmoränen der Würmvergletscherung gestaute, später vollkommen aufgefüllte Rosenheimer See reichte also im Inntaltrichter sich allmählich verschmälernd bis an die heutige Landesgrenze.

Das Moränengebiet des östlichen Nachbars des Inngletschers: des Salzachgletschers, liegt teilweise auf österreichischem Gebiet. Der Salzachgletscher bildete, in ähnlicher Weise wie der Inngletscher sich auf dem Vorlande ausbreitend, einen großen Fächer, der von der Gegend von Salzburg ausstrahlte. Brückner hat den alten Salzachgletscher monographisch geschildert und unabhängig von seinen Untersuchungen ist Penck zu vollkommen übereinstimmenden Resultaten gekommen. Das ganze Moränengebiet des Salzachgletschers schätzt Penck auf etwa 1700 km^2, es war wesentlich kleiner als jenes seines westlichen Nachbars, des Inngletschers. Die Jungendmoränen, welche der Würmvergletscherung angehören, bilden einen großen, meist doppelreihigen Bogen um die Mündung des Salzachtales; außerhalb desselben, durchschnittlich 7 *km* von ihnen entfernt, treten Altmoränen auf, zum großen Teil der Rißvergletscherung, zum geringeren der Mindeleiszeit angehörend. Rißmoränen und Löß sind auch an einigen Stellen unter den Würmmoränen nachgewiesen. Innerhalb des Gürtels der jüngeren Endmoränen finden sich in strahliger Anordnung Drumlinformen, welche Brückner schon 1886 erkannte. Um Salzburg liegt, schon ganz im Gebirge, eine weite Ebene, welche flach ansteigt. Sie erstreckt sich nordwärts bis über Laufen hinaus, in einer Meereshöhe von 400 *m*; um Salzburg liegt sie 430 *m* hoch und steigt bis auf 440 *m* an der aus dem Berchtesgadner Lande kommenden Alm. Um Salzburg sind die Schottermassen dieser Ebene horizontal geschichtet, also fluviatilen Ursprungs, bei Freilassing aber zeigen sie deltaartige, schräge Schichtung und schon wegen der großen Mächtigkeit der losen Aufschüttung ist Penck der Ansicht, daß sie teilweise lakustrer Entstehung sein muß. Am Südende des Leopoldskroner Mooses ist der Schotter mit 24·5 *m* Mächtigkeit noch nicht durchfahren worden[1] — ein Bohrloch in Salzburg selbst traf unter dem 6 *m* mächtigen Schotter tonigen Schwemmsand, der nach unten in Ton überging und in mehr als 66 *m* Tiefe mit einer Conglomeratbildung wechsellagerte.[2] Ob diese noch zu den Glacialbildungen gehört oder aber zur Gosau, bleibt zweifelhaft. Diese weite Salzburger Ebene ist gegen ihre Umgebung übertieft, die Zuflüsse, welche sie auf ihrer Ostseite erhält, zeigen in ihrem Unterlauf ein viel stärkeres Gefälle als weiter aufwärts; die Beckenränder zeigen bezeichnende scharfe Rippen, in deren Fortsetzung inselförmige Hervorragungen wie der Schloßberg und der Kapuzinerberg von Salzburg aus dem Becken hervor-

[1] E. Fugger. Die Torfgase im Untersbergmoore. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landesk., XIX. 1879. S. 168.

[2] Heinrich Wolf. Artesische Brunnen in Salzburg. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1867, S. 109.

ragen. An das übertiefte Becken schließt sich dann ein übertieftes Tal an, welche beide ebenso wie der Mündungstrichter des Inntales mit dem Rosenheimer Becken in das präglaciale Talniveau eingetieft sind.[1]) Die Salzburger Nagelfluh, welche in der Nähe der Inseln älteren Gesteins der nächsten Umgebung von Salzburg auftritt und zumal in Salzburg selbst jedem Besucher der Stadt auffällt, da an ihre steilen, meist künstlich behauenen Wände die Stadt unmittelbar angebaut ist und das Neutor durch die Nagelfluh gebrochen erscheint, wird von PENCK und BRÜCKNER für eine interglaciale Bildung erklärt. Diese feste Nagelfluh besteht aus sehr verschiedenem Material. Kalk und archäische Gesteine treten ungefähr in gleicher Menge auf, meist nur ei- bis faustgroß, zuweilen gröber, bis kopfgroß; stellenweise aber auch feinkörnig, fast sandsteinartig. Ein festes Kalkbindemittel verkittet die Geschiebe und füllt zuweilen die Zwischenräume vollständig aus. Die Schichten sind stets flach geneigt — mit 20 bis 30° bei wechselndem Fallen. Über das geologische Alter dieser Salzburger Nagelfluh wurden sehr verschiedene Ansichten geäußert. LIPOLD[2]) und WOLDŘICH[3]) haben die Salzburger Nagelfluh der oberen Kreide zugerechnet, während v. KÖCHEL,[4]) FUGGER und KASTNER[5]) sie als Neogen betrachteten, WÄHNER[6]) aber sie als wahrscheinlich alttertiär erklärte. Für die von BRÜCKNER und PENCK vertretene Auffassung spricht der Umstand, daß am Rainberg eine von Gletschern bearbeitete Oberfläche der Gosauschichten unter die Nagelfluh untertaucht, während die Nagelfluh ihrerseits von Grundmoräne überlagert wird und unter derselben einen deutlichen Gletscherschliff erkennen ließ, wie H. KRAMMER beobachtete. Deltaartig schräge geschichtete Nagelfluh hat BRÜCKNER noch an vielen Punkten der weiteren Umgebung von Salzburg beobachtet. Es ergibt sich daraus das Vorhandensein eines interglacialen Sees um Salzburg, der von Hellbrunn bis nördlich von Laufen reichte, eine Länge von 30 *km* und eine größte Breite von 10 *km* besaß. Dieser interglaciale See von Salzburg erreichte also die Länge des Zürichersees und die Breite des Genfersees, er besaß einen Flächenraum von etwa 150 *km*², so viel wie der Comersee. Der Spiegel dieses Sees dessen größte Tiefe 80 *m* überstieg, lag in über 500 *m* Seehöhe und da im Norden heute eine entsprechende Umwallung fehlt, muß wohl angenommen werden, daß der Gürtel der Altmoränen einst zusammenhängend und viel höher gewesen sein muß als heute. Seither muß dieser Gürtel eine starke Abtragung erfahren haben,

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 158—160.

[2]) M. V. LIPOLD. Geologische Verhältnisse der die Stadt Salzburg begrenzenden Hügel. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, II, 1851, S. 22—26.

[3]) J. WOLDŘICH. Über Gosaugebilde bei Salzburg. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1870, S. 30—31.

[4]) KÖCHEL. Die Mineralien des Herzogtums Salzburg, 1859, S. 65.

[5]) Naturwissenschaftliche Studien aus und über Salzburg, 1885, S. 14. — Ferner: EBERH. FUGGER. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landesk., XLI, 1901.

[6]) F. WÄHNER. Geologische Bilder von der Salzach. Schr. d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntn., Wien, XXXIV, 1894, S. 459, 507 u. 527.

was mit den verwaschenen Zügen seiner gegenwärtigen Oberflächengestaltung gut übereinstimmt.[1]

In dem Schottergebiet, welches der Moränenlandschaft des Salzachgletschers nördlich vorgelagert ist und sich mit jenem des Inn zur Inn-Salzachplatte vereint, lassen sich die vier verschieden alten Schotter gut unterscheiden, wie Penck zumal für die trichterförmige Talweitung des Inndurchbruches, den Schärdinger Trichter, nachweist. Ein Querprofil durch denselben[2] zeigt uns Niederterrassen und Hochterrassen, letztere von einer Lößdecke überlagert und ebenso jüngeren und älteren Deckenschotter mit gleicher Bedeckung. In der Enge von Schärding setzen die Terrassen fast gänzlich aus, erst in der Weitung von Passau, am Zusammenfluß des Inn und der Donau, finden sich wieder in geringen, nur 20 bis 30 *m* betragenden Höhen Reste alpiner Schotterterrassen; wie Penck hervorhebt, ein Beweis dafür, daß der Inn-Donaudurchbruch von Passau, auf welchem die ganze Entwässerung des deutschen Alpenvorlandes beruht, älter als die vier mit Glacialbildungen verknüpften Schotter, also vorquartär ist.

Östlich vom Salzachgletscher ist die Gegend von Plainfeld, in welche der Oberalmgletscher herabkam, durch sehr mächtige Glacialbildungen ausgezeichnet, welche an der Grenze des Salzachgletschers und des Traungletschers aufgeschüttet wurden. Brückner hat sie eingehend geschildert, sie wurden zuerst in einem zwischen dem Salzach- und Traungletscher gestauten Eissee, dann unter dem Eise gebildet.

Der Traungletscher ist in dem vielmaschigen Talnetz der Traun nicht zur Bildung eines einheitlichen größeren Eisstromes gelangt, welcher sich in das Vorland hätte hinausschieben können, wie seine westlichen Nachbarn, er ist im Gebirge stecken geblieben und seine einzelnen Zungen erreichen eben nur das Vorland, erstrecken sich aber nicht weiter in dasselbe. In drei Zweigen, im Mondsee-Irrseetale, dann im Attersee- und endlich im Traunseetale erreichte der Traungletscher das Vorland und lagerte dort mächtige Moränenmassen ab. Die Glacialbildungen sind in diesem Gebiete früh als solche erkannt worden. Simony, der schon 1846 die Spuren der Eiszeit in den erratischen Blöcken, Moränen und Gletscherschliffen des Dachsteingebietes erkannt hatte,[3] verfolgte das erratische Phänomen im Jahre 1850 am Rande der Alpen.[4] Lipold aber verkannte die Glacialbildungen am Fuße der Alpen und rechnete sie zum Neogen,[5] eine Auffassung, welcher auch die geologische Übersichtskarte Österreichs,

[1] Die Alpen im Eiszeitalter, S. 164.

[2] Ebenda, S. 76.

[3] F. Simony. Über die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergut. „Wiener Zeitung" und Haidingers Berichte, I, 1847, S. 215.

[4] F. Simony. Bericht über die Arbeiten der Sektion V. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, I, 1850, 4. Heft. Über die Verbreitung des erratischen Diluviums im Salzkammergut. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, II, 1851, 1. Heft.

[5] Lipold. Tertiäre und quaternäre Gebirgsbildungen in Oberösterreich und Salzburg. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, III, 1858, Heft 4.

welche v. Hauer herausgab, folgte. Im Jahre 1868 aber erkannte v. Mojsisovics die Endmoränen von Gmunden und trennte sie in ältere und jüngere, den Grund der heutigen Anschauungen legend.[1])

Der Gmundner See liegt in dem trichterförmig erweiterten Ausgang des Trauntales, an seinem Nordufer nehmen mächtige Moränen die ganze Breite des Taltrichters ein und lassen deutlich drei Moränengürtel unterscheiden: Der äußerste hebt sich in der Bodengestaltung am wenigsten hervor, Penck bezeichnet ihn als Gürtel von Hechenberg und Haffenberg, er gehört der Mindelvergletscherung an. Der zweite Gürtel von Gschwandt und Ohlsdorf entspricht der Rißeiszeit; er ist der höchste der drei Gürtel und erreicht südlich von Ohlsdorf die Höhe von 558 *m*. Der dritte innerste Gürtel von Gmunden und Alt-Münster ist der niedrigste, er wird von den Würmmoränen gebildet. Vom Traunsee meint Penck, daß die Sohle des verschütteten Trauntales vielleicht um 20 bis 30 *m* tiefer liegt als der heutige Abfluß, so daß der See um diesen Betrag durch glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen gestaut wäre: „höher aber kann die stauende Aufschüttung nach unseren Erfahrungen schwerlich sein und mindestens 160 *m* tief mit einer Fläche von 19 km^2 und einem Volumen von 1·5 km^3 ist der See eingesenkt in die älteren Gesteine. Das ist die Felswanne.“[2])

In den drei Moränengürteln nördlich von Gmunden finden sich Geschiebe von archäischen Gesteinen. Sie lehren uns, daß während jeder der drei Vergletscherungen der Traungletscher Zuflüsse aus dem Ennsgebiete erhalten hat. V. Mojsisovics hatte sich bereits dahin ausgesprochen, daß der Ennsgletscher über die niedrigen Pässe der nördlichen Kalkalpen sich ergossen habe.[3]) A. v. Böhm erörterte dieses Eindringen ins Gebiet des Traungletschers, dachte es sich aber nur auf die Talfurchen beschränkt, da er die Eismächtigkeit im Ennstale unterschätzte.[4]) G. Geyer aber fand erratische, aus archäischen Gesteinen bestehende Geschiebe in sehr bedeutender Höhe so auf dem Gipfel der Trisselwand bei Aussee in 1750 *m* über dem Meere,[5]) ferner sind die östlichen Ausläufer des Dachsteinstockes, wie Geyer an Penck mitteilte, mit zentralalpinem Materiale überstreut,[6]) so daß jedenfalls der Ennsgletscher in großer Ausdehnung die trennenden Rücken überstieg und dem Traungletscher Material zuführte.

Auch in den Moränengürteln des Attersees lassen sich Mindel-, Riß- und Würmmoränen unterscheiden.

---

[1]) E. v. Mojsisovics. Bemerkungen über den alten Gletscher des Trauntales. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, 1868.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 212.

[3]) E. v. Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, 1879, S. 136.

[4]) A. v. Böhm. Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXV, 1885, S. 429.

[5]) G. Geyer. Das Tote Gebirge. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 1887, S. 406 (432).

[6]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 218, 219.

Der östliche Nachbar des Traungletschers, der Steyr-Gletscher ist nach PENCKS Darstellung der letzte gegen Osten, welcher aus den Alpen hervortrat. Er schob sogar seine Zunge weiter ins Vorland vor als die unmittelbaren westlichen Nachbarn, sein Ende lag bei Kremsmünster, 11 *km* vom Nordrand der Flyschzone entfernt. Die Mindel- und Rißmoränen liegen in der Nähe von Kremsmünster, die jüngeren Endmoränen aber in großem Abstand kremsaufwärts in der Gegend von Michelsdorf.

Die Mündung des Ennstales ins Vorland blieb unvergletschert. Noch innerhalb der Alpen nächst der Stadt Steyr sieht man die vier fluvioglacialen Schotter treppenförmig nebeneinander gelagert und ihre Beschaffenheit zeigt kein Anzeichen, das auf benachbarte Moränen deuten könnte. In keiner der vier Eiszeiten, welche PENCK unterscheidet, hat der Ennsgletscher die Alpen verlassen und das Vorland erreicht. Die äußersten Gletscherspuren, welche im Ennstal getroffen wurden, liegen 30 *km* oberhalb seines Ausganges bei Groß-Raming; ihr Zusammentreffen mit der Hochterrasse, welche talaufwärts dann verschwindet, macht es sicher, daß sie der Rißeiszeit angehören. Die Schotter der Traun-Ennsplatte erstrecken sich nicht bloß über das Alpenvorland in seiner ganzen Breite, sie lassen sich auch noch im Süden in die Täler der Alm, der Steyr, Enns und Ybbs aufwärts verfolgen. Im Norden wird die Platte allenthalben durch das tief eingeschnittene Tal der Donau vom Böhmischen Massiv geschieden. Mächtige Lößlager liegen auf der Platte und gehen in die Täler hinab.

Am Abhang des Luttenberges, östlich von Steyeregg, 20 *m* über der Donau, hat HANS COMMENDA Riesenkessel entdeckt,[1] welche in das Niveau der Hochterrasse fallen. Der größte ist 2 *m* tief und hat 1 *m* Durchmesser. In ihrer Nähe liegt unmittelbar auf dem Granite Donaugeröll von Alpenkalken und kristallinischen Gesteinen. Eine Blockablagerung westlich von Steyeregg unfern der Eisenbahnbrücke macht wegen der wirren Lagerung der Blöcke einen moränenähnlichen Eindruck; doch finden sich keine Gletscherschrammen. Es handelt sich nach PENCK wohl nur um die Ablagerung eines lokalen Gerinnes.[2]

Auch auf niederösterreichischem Gebiete, so im Traisentale oberhalb St. Pölten, dem letzten Tale, welches auf der Nordseite der Alpen der Donau tributär ist, unterscheidet PENCK älteren und jüngeren Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter.

In Niederösterreich sehen wir zwei beckenförmige, von der Donau durchflossene Erweiterungen: das Tullnerfeld und das Marchfeld, weite Stromebenen von 10 bis 15 *km* beziehungsweise 20 bis 30 *km* Breite, deren Boden von den Anschwemmungen der Donau gebildet wird. Über denselben erheben sich Terrassen, deren Rand den Namen „Wagram" führt. Das

---

[1] H. COMMENDA, Riesentöpfe bei Steyeregg. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1884, S. 308.

[2] Die Alpen im Eiszeitalter, S. 98.

Tullnerfeld wird im Norden von Wagram begrenzt, das Marchfeld hingegen von einem niedrigeren Wagram durchzogen. Die Schotterbildungen der beiden Stromebenen sind, wie PENCK hervorhebt, zu verschiedenen Zeiten verschieden aufgefaßt worden, ohne daß die jeweilige Unterscheidung näher erörtert worden wäre. Er bemerkt hierüber: „Unsere beiden Stromebenen fallen in das Bereich der geologischen Spezialaufnahme, welche JOHANN CŽJŽEK bereits 1849 vorgenommen hat. (Geologische Karte der Umgebung Wiens 1 : 96.000 mit Erläuterungen, Wien 1849. Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberge 1 : 72.000; Erläuterungen hierzu, Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. der Akademie d. Wiss. Wien, VII, 1853.) Damals waren die Elemente für eine stratigraphische Gliederung des niederösterreichischen Neogens noch nicht gewonnen und auch die Quartärbildungen waren noch nicht näher bekannt. CŽJŽEK unterschied die einzelnen Schichtglieder im wesentlichen nach ihrer Lage und petrographischen Beschaffenheit; die weiten Stromebenen erachtete er für alluvial, den Löß für diluvial, die Sande und Kiese der Terrassen faßte er mit denen des höher gelegenen Tertiärhügellandes zusammen und stellte sie zum Neogen; doch sprach er aus, daß die des Wagram im Marchfeld vielleicht die Diluvialterrassen des Marchfeldes darstellten. Diese Auffassung brachte D. STUR 1860 in der zweiten von ihm bearbeiteten Auflage der Karte der Umgebung von Wien zum Ausdrucke; er beließ aber die Schotter des höheren Wagram am Tullnerfeld und die höher gelegenen des Marchfeldes, nämlich des Hochfeldes nördlich Stammersdorf, beim Neogen und stellte sie zum Belvedereschotter. In seiner geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien faßte er 1891 alle „Terrassenschotter“ des Marchfeldes zusammen und rechnete sie zum Diluvium, während er die des Wagrams am Tullnerfelde wieder als Belvedereschotter auffaßte. Seine ältere Auffassung ist in FR. v. HAUERS geologische Übersichtskarte der Monarchie (Blatt VI) übergegangen, während F. FOTTERLES geologische Karte des Erzherzogtums Österreich unter der Enns (Gotha 1860) CŽJŽEK folgte. Eine Begründung dieser verschiedenen Auffassungen ist nie gegeben worden.“ PENCK erachtet den Schotter des Wagram am Tullnerfeld für älteren Deckenschotter im Gegensatz zu den Schottern des Kremsfeldes, welche beim Austritt der Donau aus der Wachauenge in höherem Niveau (110 bis 140 *m* über der Donau) auftreten und von ihm für neogen erachtet werden, wie dies vorher schon durch CŽJŽEK und SUESS geschah. Die Quartärschotter liegen bei Krems und Stein wesentlich tiefer (etwa 30 *m* über der Donau) auf kleinen Felsleisten und auch in der Wachau finden sich analoge Vorkommnisse, welche PENCK mit den Schottern des Wagrams am Tullnerfelde einerseits, mit dem älteren Deckenschotter bei Melk andererseits für gleichalterig erklärt. Von dem Kremsfelde sagt PENCK: „Auf dieser Hochfläche finden wir auf dem archäischen Gesteine lediglich Neogenschotter, der in mehreren Gruben zwischen Krems und Gneixendorf ausgebeutet wird. Seine unteren,

[3] Die Alpen im Eiszeitalter, S. 101.

in 290 *m* Höhe einsetzenden Lagen bestehen aus Alpenkalkgeröllen, die gelegentlich verfestigt sind; dann folgt eine Schicht von grüngrauem Letten und scharfem Quarzsande; oben liegt grobes Geröll von weißen Quarzen und Quarziten, zu welchen sich auch Hornblende und Epidotgesteine, roter Hornstein und roter Sandstein, in den untersten Lagen selten Alpenkalk gesellen. Die meist horizontale Schichtung dieser Ablagerung kennzeichnet sie als Flußanschwemmung." PENCK äußert sich demnach gegen die von SUESS vertretene Ansicht, nach welcher hier ein Strom in einen See mündete und ein Delta erzeugte. Bereits 1863 hatte SUESS ausgesprochen, daß bei Krems Ablagerungen älterer Geschiebe mit ziemlicher Sicherheit die Mündung eines Stromes in der Diluvialzeit erkennen lassen, und daß schon in der späteren Abteilung der Tertiärzeit sich hier ein großer Strom ergoß.[1]) Er nahm in beiden Fällen eine Mündung in einen See an und sprach von deltaähnlichen Ablagerungen. PENCK pflichtet ihm in letzterer Hinsicht nicht bei und betont, daß in keiner Geröllablagerung bei Krems sich die charakteristische Deltaschichtung findet.[2])

Im Donaudurchbruch von Klosterneuburg lassen sich die Terrassenbildungen des Wagrams vom Tullnerfeld verfolgen. Auf der rechten Seite des Stromes, bei Kritzendorf und Klosterneuburg liegt eine ziemlich ausgedehnte Terrasse, an deren Steilrand Flysch bis 20 *m* über die Donau heraufreicht. Darüber liegt Donauschotter mit Lößbedeckung. Dieser Terrasse entspricht eine Geröllbildung am Westende des Marchfeldes, welche dann am Abfalle des Hochfeldes gegen Stammersdorf 12·5 *m* über dem Schotter der Talsohle ausstreicht. Das Hangende ist staubiger Löß. Die Schotter weiter östlich im Marchfeld sind tiefer gelegen und entbehren der Lößbedeckung. PENCK, dessen Darstellung wir hier folgen, hebt hervor, daß die obersten 4—5 *m* des Schotters bei Gerasdorf, Deutsch-Wagram und Unter-Gänserndorf höchst auffällige Schichtstörungen zeigen. Über den tiefer liegenden horizontalen Geröllagen erheben sich schmale und steile Falten, die sich mit senkrechter Stellung ihrer Rollsteine in die hangenden sandig lehmigen Massen drängen. Diese ihrerseits sind in breite Mulden angeordnet. Lehm und Gerölle sind in ihnen unregelmäßig durcheinandergemischt, ähnlich wie in einem Geschiebelehme, doch finden sich nirgends Schrammen auf den Rollsteinen und Blöcke fehlen ganz.[3])

Nach PENCK hätten wir es in diesen auffallenden Erscheinungen mit Wirkungen von Flußeis, mit Pressungen eines Eisstoßes zu tun. So plausibel diese Erklärung unter Berücksichtigung der enormen Kraftleistung, welche der hochangeschwollene, bis zu seinem Grunde mit Eisblöcken gefüllte Strom beim Eisgang entwickeln mag, erscheint, so dürften doch von jenen, welche auch in den östlichen Alpen ein Herabsteigen der Gletscher zur Zeit der größten Vereisung bis in die östlichen Teile des Vorlandes an-

[1]) E. SUESS. Über den Lauf der Donau. Österr. Revue, 1863, IV, S. 262 (268).
[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 103.
[3]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 105.

nehmen, diese Stauchungen als Gletscherwirkungen betrachtet, und geradeso, wie die oben erwähnten Riesentöpfe bei Steyeregg als Beweis für die Ausdehnung der Gletscher bis ins Donautal angesprochen werden. Wir werden unten darauf zurückzukommen haben, daß ältere und neuere Schriften auch für das Ostende der Alpen eine größere Ausdehnung der Vereisung annehmen, als PENCK und seine Schule zugestehen wollen, namentlich scheint diese größere Ausdehnung aus den Studien V. HILBERS über die Ausstreuung der Wanderblöcke des alten Koralpengletschers im mittelsteirischen Tertiärgebiete hervorzugehen, ehe wir aber darauf eingehen, haben wir noch bei den Terrassen des March- und Tullnerfeldes und ihrer Lößbedeckung zu verweilen.

Im Marchfelde sind die Terrassen niedrig, kaum 10 *m* hoch und die Lößbedeckung schwach, anders verhält sich die Sache im Weichbilde von Wien, in welchem die Terrassen höher ansteigen und starke Lößbedeckung aufweisen. Ziemlich mächtige Entwicklung des Lößes tritt uns zumal an den Gehängen des Kahlengebirges entgegen, ebenso im tertiären Hügelland nördlich von der March. Besonders mächtig aber ist der Löß auf dem Wagram des Tullnerfeldes, er zieht sich hier ziemlich hoch in die Tertiärlandschaft hinauf, immer auf den östlichen Gehängen stärker entwickelt als auf den westlichen. Unwillkürlich gewinnt man bei der Betrachtung der niederösterreichischen Lößablagerungen die Vorstellung, als seien es vorherrschend östliche Winde gewesen, welche den Steppenstaub, den wir nach RICHTHOFEN als Bildner des Lößes zu betrachten haben, in unsere Gegenden getragen hätten. Am mächtigsten, bis 25 *m* und darüber, tritt der Löß bei Krems auf. Er deckt das Kremsfeld und dessen steile Abfälle gegen die Donauebene, an welchen er ähnliche Terrassen bildet, wie sie F. v. RICHTHOFEN aus China schildert. Zumal der Gobelsberg bei Gedersdorf und der Saubügel zeigen solche Verhältnisse. Die Wege sind tief in den Löß eingeschnitten und wir finden häufig Vorratsräume, Weinkeller, ja selbst Winzerwohnungen in derselben Weise in den Löß eingeschnitten, wie dies nach v. RICHTHOFEN in so ausgedehnter Weise in den Lößgebieten Chinas der Fall ist. Der landschaftliche Charakter der niederösterreichischen Lößbildungen stimmt, abgesehen von den kleineren Verhältnissen, ebenso

Fig. 15. Stauchungen in den Schottergruben bei Deutsch-Wagram.
Nach einer von Professor Dr. A. Penck mitgeteilten Photographie.

mit jenem des chinesischen Lößes überein, wie das Zustandekommen der Ablagerung hier wie dort.

Der Löß, von dem PENCK in anderen Gegenden, wo Löß mit den Moränen der verschiedenen Eiszeiten zusammen auftritt, oder als Decke der einzelnen Schotterfelder (mit Ausnahme der Niederterrasse) erscheint, mit Sicherheit nachwies, daß er interglaciales Alter besitzt, tritt in der Gegend von Krems, dann am Wagram des Tullnerfeldes und am Abfall des Kahlengebirges bei Heiligenstadt nicht bloß recht mächtig auf, er hat auch an manchen Stellen außer den zahllosen Schälchen der bezeichnenden Landconchylien (*Helix arbustorum, Helix hispida, Pupa muscorum, Clausilia pumila, Succinea oblonga* etc.) Reste der großen und kleinen Landsäugetiere der Diluvialepoche (*Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Bison priscus* u. a. m.), und auch unverkennbare Spuren von der Anwesenheit des diluvialen Menschen geliefert. Als dergleichen Fundstellen sind seit längerer Zeit jene von Willendorf und von Zeiselberg in der Nähe von Krems in der Literatur bekannt, von denen die letztere durch G. Graf WURMBRAND eingehend geschildert wurde.[1]) In letzter Zeit wurde unmittelbar nördlich von Krems, auf dem sogenannten Hundssteig infolge einer ausgedehnten Abgrabung eine gewaltige Menge von Mammutresten aber auch an 12.000 paläolithische Werkzeuge gesammelt.[2]) PENCK versetzt den Löß von Krems, der nirgends bis in das tiefere Niveau herabreicht, in welchem die Niederterrassen zu suchen wären, samt den in ihm gemachten Funden spätestens in die Rißwürm-Interglacialzeit — also in dieselbe Bildungsepoche wie die Höttinger Breccie und die Deltabildungen von Salzburg und Rosenheim.[3])

Mit Recht betonte seinerzeit Graf G. WURMBRAND bei der Schilderung der Lößfundstellen aus Niederösterreich und Mähren, daß die in den ehemaligen Steppenstaub eingebetteten, in ihrer Lagerung ungestörten Reste zwingendere Beweiskraft für die Gleichzeitigkeit des Menschen und der diluvialen Tiere besitzen, als etwa die Funde in Höhlen. Gegen die letzteren konnten bei der Schwierigkeit, sich über das relative Alter und die ungestörte Lagerung der Absätze in den Höhlen Gewißheit zu verschaffen, eher Einwendungen hinsichtlich der Beweiskraft für die diluviale Existenz des Menschen erhoben werden, Bedenken, welche hinsichtlich der Lößfunde gänzlich hinwegfallen. Daran, daß WURMBRAND in der von ihm zu Zeiselberg bei Krems aufgedeckten Fundstelle einen Lagerplatz diluvialer Mammutjäger festgestellt hat, ist nicht wohl zu zweifeln. Es sprechen aber auch die Höhlenfunde in Österreich in Bezug auf die Gleichzeitigkeit der ausgestorbenen diluvialen Tiere und des Menschen eine ebenso beredte Sprache.

[1]) G. Graf WURMBRAND. Über die Anwesenheit des Menschen zur Zeit der Lößbildung. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 1879.

[2]) J. STROBL. Von der diluvialen Fundstelle auf dem Hundssteig in Krems. Mitt. d. antropolog. Ges., Wien, 1901, S. (42).

[3]) A. PENCK. Die Alpen im Eiszeitalter, S. 379.

Länger bekannt sind in dieser Hinsicht die in mährischen Höhlen gemachten Funde, die eine reichere Ausbeute darboten. Aber auch Niederösterreich birgt in der Gudenushöhle im Kremstal ein ausgezeichnetes Beispiel einer diluvialen Höhlensiedlung, welche 1883 durch Pfarrer L. Hacker gründlich untersucht wurde. Die in kristallinischem Kalk einer steil abfallenden Felswand am Fuße der Ruine Hartenstein gelegene Höhle hat nur bescheidene Dimensionen, ihre Länge beträgt nur 22 *m*, sie stellt einen niedrigen, knieförmig gebogenen Gang mit zwei Mündungen dar, der vor der Grabung nur 0·90 *m* hoch war, nach der Ausräumung aber stellenweise über 2·5 *m* Höhe aufwies. Abgesehen von dem schon auf dem Vorplatz der Höhle

Fig. 16. Lößterrassen am Gobelsberg bei Gedersdorf östlich von Krems.
Nach einer Photographie von A. S. Forster, (mitgeteilt von Professor Dr. A. Penck)

gefundenen Dingen ergab sich in der Höhle selbst folgende Reihe von Ablagerungen: 1. Zuoberst eine rezente Auflagerung von Erde, Steinen, Asche etc. (7 *cm*); 2. die Kulturschicht mit Artefakten und zerschlagenen Knochen (28 *cm*); 3. Höhlenerde (6 *cm*); 4. Höhlenlehm mit ganzen Knochen von diluvialen Tieren, welche vor der Anwesenheit des Menschen durch höhlenbewohnende Raubtiere eingeschleppt wurden (26 *cm*); 5. Höhlenlehm ohne solche Einschlüsse (28 *cm*); 6. leerer Wellsand (65 *cm*); 7. Höhlenlehm mit Kalk und Amphibol.

In der unteren knochenführenden Schicht (4), wo die Spuren des Menschen fehlen, sind unter den Tieren Hyäne, Wolf, Mammut, Rhinoceros

und Steinbock vorherrschend. Offenbar haben Höhlenhyäne und Höhlenwolf, die in der Höhle hausten, die anderen Tierreste als Beute eingeschleppt. Die Kulturschicht (2) enthielt an mehreren Stellen Holzkohlenreste, rotgebrannte Lehmstücke, kalzinierte Knochenstücke und ebensolche Steingeräte, damit das Vorhandensein alter Feuerstellen bekundend. Weitaus die Mehrzahl der Artefakten (über 1200 Stück) sind Steingeräte. Die Nuklei und Abfälle beweisen, daß sie an Ort und Stelle geschlagen wurden. Das Material stammt aus der nächsten Umgebung, wir finden Bergkristall, Rauchtopas, Mergeljaspis, Kieselschiefer, Hornstein, Chalcedon, Achate, Halb-, Holz- und Jasp-Opale, Karneol. Die vielleicht vom Manhartsberge hergeholten Feuersteine sind schneeweiß patiniert, es scheint, daß man dieses Material am höchsten schätzte und mehrere ganz kleine Nuklei beweisen, daß man mit demselben sehr sparsam umging. Neben den aus Stein hergestellten Messern, Ahlen und Schabern finden sich zahlreiche Werkzeuge und Geräte aus Knochen und Geweihstücken. Bedeutung besitzen hier die zierlichen Nähnadeln aus Bein, welche 3·7—7·2 *cm* lang, an einem Ende eine mit steinerner Spitze hergestellte Durchbohrung aufweisen. Wie ein Fundstück zeigt, wurden diese Nadeln aus den Schulterblättern von Rentieren geschnitten. Ferner finden sich Stichel, Pfriemen, Ahlen, Dolche und Lanzenspitzen, die letzteren wurden aus Geweihstangen gefertigt, wie ein noch erhaltenes Geweihstück mit verfehlten Schnitten zeigt. Die Knochen der Tiere, welche dem Menschen zur Nahrung dienten, waren fast ausnahmslos der Länge nach aufgeschlagen; sie stammten zumeist vom Renntier, vom Pferde und vom Schneehasen. Zähne vom Wolf, Fuchs und Hirsch weisen Durchbohrungen auf und wurden wohl als Schmucksachen getragen. Sonst findet sich noch Rötel, der zum Bemalen des Gesichtes dienen mochte, und Harz, das als Kitt bei der Schäftung der Steinklingen verwendet wurde. Der Inhalt der Gudenushöhle, die hier als Beispiel einer diluvialen Höhlensiedlung Erörterung fand, gibt uns demnach eine gute Vorstellung von dem Kulturzustande des damaligen Menschen.[1]) Aber auch Reste vom diluvialen Menschen selbst haben unsere Höhlen geliefert. Einer derselben, das 1880 von Maška 1·4 *m* tief in ungestörter diluvialer Aschenschicht der Šipkahöhle in Stramberg in Mähren gefundene Unterkieferfragment ist Gegenstand sehr verschiedener Deutung geworden. Es ist ein Mittelstück des Kiefers in einem Stadium des Zahnwechsels, wie es bei dem normalen gegenwärtigen Menschen zwischen dem achten und zehnten Lebensjahre eintritt. Damit weist das Bruchstück solche Dimensionen auf, wie sie heute nur bei Erwachsenen vorkommen. Man hat deshalb gemeint, daß der Šipkafund von einer ungewöhnlich großen Rasse, von einer untergegangenen diluvialen Riesengeneration herrühre und auch pithekoide Merkmale hat man an dem Šipkakiefer entdecken wollen. Diese Ansichten wurden von Schaaffhausen und Quatrefages vertreten, während Virchow ebenso wie er früher die Eigentümlichkeiten des Neandertalmenschen lediglich als krankhafte Erscheinungen zu erklären suchte, auch

[1]) Vergl. M. Hoernes, Urgeschichte des Menschen. 1892, S. 206—208.

jene des Šipkarestes auf eine pathologische Heterotopie zurückführen wollte. Der Šipkaunterkiefer sollte danach von einem Erwachsenen herrühren, der an Zahnretention litt. Die Anwendung der Röntgenstrahlen hat indeß gezeigt, daß jenes Individuum, von welchem der Rest herrührt, sich in normalem Zahnwechsel befand. — Andere Funde von diluvialen Menschenresten, die in neuerer Zeit in einer Höhle bei Krapina in Kroatien gemacht wurden und durch Kramberger-Gorjanović nähere Schilderung fanden,[1]) besitzen deshalb großes Interesse, weil die Schädelbruchstücke in vieler Hinsicht, zumal was die stark entwickelten Augenbrauenwülste und die fliehende Stirn anlangt, an die Rasse vom Neandertal und von Cannstatt sich anschließen. Darüber, ob man diese Reste nicht dem Genus *Homo L.*, sondern der von Dubois für pliocäne, aus den Tuffen Javas stammende Reste kreierten Gattung *Pithecanthropus* zurechnen soll, wie dies von manchen Forschern geschieht, soll hier nicht weiter verhandelt werden, zumal ja *Pithecanthropus erectus Dub.* selbst viel zu unvollständig bekannt ist. Zweifellos aber ist es, daß Virchow mit Unrecht die Eigentümlichkeiten des Neandertalschädels als lediglich pathologische betrachtete und daß in der Tat zur Diluvialzeit eine Menschenrasse in Europa lebte, die sich, wie neuerdings die Reste von Krapina bekunden, durch mehrfache pithekoide Merkmale von den heutigen Menschen unterschied.

In den Alpen hat eine einzige Höhle — die Badelhöhle bei Peggau in Steiermark — Artefakte von der Hand des diluvialen Menschen geliefert. Diese Reste waren schon F. Unger bekannt, wurden aber von ihm als lediglich durch fließendes Wasser abgerollte Knochen gedeutet. Später hat sie Graf G. Wurmbrand als von der Hand des diluvialen Menschen geformte Geräte erkannt[2]) und seither haben von Professor Hilber eingeleitete Grabungen weitere Belege dafür geliefert, daß auch in Steiermark zur Diluvialzeit Höhlen von Menschen als Wohnsitz benutzt wurden.

Diese Siedlungen mögen verschiedenen interglacialen Zeiträumen angehören, in den Eiszeiten selbst, wenigstens während der ersten, größere Ausdehnung erreichenden Vereisungen, mögen unsere Gebiete für dauernden Aufenthalt des Menschen ungeeignet gewesen sein.

Penck, Bohm und Richter nehmen allerdings an, daß die nach Osten herabkommenden Täler der Alpen während des ganzen Eiszeitalters in großer Ausdehnung eisfrei gewesen seien. Diese Ansicht beruht erstlich darauf, daß in der Tat die glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen des alten Murgletschers bei Judenburg, jene des alten Draugletschers in der Gegend von Klagenfurt sich finden; daß ferner die Plastik der östlichen Alpen, die hoch hinaufreichenden Mittelgebirgsformen und das beschränkte Auftreten der Kare eine recht hohe Lage der einstigen Schneegrenze wahrscheinlich machen. Es ist aber recht gut möglich, daß diese Hochlage der

[1]) Mitteilungen der antropologischen Gesellschaft, Wien, 1902.

[2]) Gundaker Graf Wurmbrand, Über die Höhlen und Grotten in dem Kalkgebirge bei Peggau. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., II. Bd., III. Heft, Graz 1871.

Schneegrenze und die damit offenbar zusammenhängende geringere Entwicklung der Talgletscher, die nicht, wie in den westlichen Teilen der Alpen das Vorland erreichen, sondern weit oben zwischen den Bergen enden, lediglich einer der letzten Unterabteilungen des Eiszeitalters mit beschränkter Vergletscherung entsprechen.

Dafür würden die Spuren einer älteren, viel weiter ausgedehnten Vereisung sprechen, welche in Mittelsteiermark durch V. Hilber nachgewiesen worden sind. Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher sind nach Hilber[1]) weit ausgebreitet in dem Tertiärgebiete der Grazer Bucht, in der Gegend von Eibiswald und Gamlitz. Allerdings finden sich zumeist nur große erratische Blöcke von Pegmatitgneis, Eklogit und anderen Gesteinen des archäischen Koralpenzuges teils in den Erosionsschluchten des tertiären Hügellandes, teils auf den Rücken desselben. Alte Moränenanhäufungen mit eingestreuten Blöcken sind hingegen vergleichsweise selten, finden sich aber doch (sehr schön z. B. im Tale des Lateinbaches bei Eibiswald) und wenn auch die Terraingestaltung infolge der starken Zerstörung, die offenbar seit der Ablagerung des Glacialschuttes eingetreten ist, von der charakteristischen Oberflächenform typischer Moränenlandschaft nichts mehr erkennen läßt, so muß es doch als höchst wahrscheinlich bezeichnet werden, daß die Verbreitung jener Wanderblöcke einer größeren Ausdehnung der ersten eiszeitlichen Vergletscherung zuzuschreiben ist.

Die älteren Autoren haben ja auch in Niederösterreich eine solche weitaus größere Ausdehnung der Vergletscherung angenommen, als sie in neuerer Zeit durch Penck zugestanden wird. Nach den Schilderungen von Morlot,[2]) E. Suess[3]) u. a. wäre zur Zeit der größten Ausdehnung des diluvialen Eises ein großer Teil der Niederungen von den Gletschern bedeckt gewesen und es mag hervorgehoben werden, daß viel später noch diese Ansicht durch A. Bittner vertreten wird, der in seiner Monographie über Hernstein[4]) der offenbar durch Eistransport erfolgten weiten Verbreitung charakteristischer Gesteine und sonstiger Gletscherspuren gedenkt: „Sie finden sich besonders bei Würflach und jenseits des Steinfeldes im Tale von Pitten, wo sie schon Morlot kannte, sowie an den Ostgehängen des Rosaliengebirges, wo sonderbarerweise die Orbitolitensandsteine der Kreide von Würflach in losen Blöcken sich finden.“ Bittner hat denn auch sowohl bei Würflach als nächst Sauerbrunn auf ungarischem Boden in seiner Karte Glacialdiluvium verzeichnet und es darf bei der ihm eigenen Genauigkeit wohl vorausgesetzt werden, daß er in beiden Fällen sich durch den Augen-

[1]) V. Hilber. Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXIX, 1879, S. 537—564.

[2]) v. Morlot. Über erratisches Diluvium bei Pitten. In Haidingers naturw. Abh., Bd. IV, S. 101.

[3]) E. Suess im Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien, 1864, S. 53—55.

[4]) A. Bittner. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich, Wien 1882, S. 297.

schein von dem Vorhandensein solcher Ablagerungen überzeugte. Sehr eingehend hat SUESS im Berichte der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien die Moränenbildungen bei Würflach geschildert. Man trifft dort, zumal in der Hügelkette, welche von den Anwohnern „in den Kegeln“ genannt wird, eine mächtige Anhäufung von großen, oft mehrere Zentner schweren Blöcken, die teils aus weißem Kalkstein, teils aus verschiedenen Gesteinen der Gosaubildungen, namentlich dunklem Sandstein und gelbem Kalkstein bestehen. Sie bilden um Würflach ganze Hügel und viele der Blöcke zeigen jenen Schliff und die Streifen und Ritzen, die für Gletscherblöcke bezeichnend sind. Aus der Moräne taucht eine Kuppe von Gosausandstein auf, welche zu einem Rundhöcker abgeschliffen wurde. Diese Blockanhäufungen reichen einerseits bis Rothengrub, andererseits bis Hettmannsdorf und Raglitz gegen Rohrbach zu; ebenso finden sich Blöcke vereinzelt tief im Gebirge sowie in den Talsohlen bei Buchberg, Stixenstein und Sieding. Auf dem ganzen Schuttkegel von Neunkirchen fehlen sie, finden sich aber jenseits der Ebene mit demselben Charakter auf archäischem Untergrunde. CŽJŽEK hat sie an vielen Stellen auf dem Höhenzuge zwischen Sebenstein und Neunkirchen beobachtet,[1]) in besonderer Menge aber finden sie sich auf der jenseitigen östlichen Seite des Pittentales in der Nähe von Schloß Pitten selbst ausgestreut oder übereinander gehäuft, wo MORLOT sie zuerst als Gletscherblöcke erkannte und schilderte. SUESS hat seinerzeit angenommen, daß diese Blöcke auf nicht sehr tief eingetauchten Eisschollen durch vom Gebirge kommende Luftströme quer über den Binnensee, der damals die Neustädter Ebene bedeckte, von Würflach bis nach Pitten getragen worden seien, ja daß viele über Neustadt hinab gegen die ungarischen Ebenen gesegelt sind, wo sie, nachdem einmal die Ausläufer des Rosaliengebirges umgangen waren, sich hinter dem Winde befanden und längs der Uferränder in die einzelnen Talfurchen eindringen konnten. Ungleich wahrscheinlicher ist es, daß die von den Alpen herabkommenden Gletscher selbst die Vorhöhen des Rosaliengebirges überstiegen. Für eine solche gewaltige Ausdehnung der diluvialen Gletscher in der Niederung von Wien ließen sich auch einige andere Anhaltspunkte geltend machen. F. KARRER bemerkt darüber: „Spuren ganz eigentümlicher diluvialer Gletschererscheinungen reichen bis in das Weichbild von Wien selbst herein. In den Ziegeleien von Nußdorf, unweit des Donaukanals, fanden sich schon vor Jahren im Löß ziemlich große Blöcke von Hornblendeschiefer, einem Gestein, welches wir nur aus der Gegend des Wechsels bezogen haben können. SUESS erwähnt in seinem „Boden der Stadt Wien“ des Vorkommens eines ähnlichen Blockes aus dem Löß, der bei Anlegung eines Brunnens am Paulusgrund in Erdberg (Bezirk Landstraße) zu Tage gefördert wurde. In neuester Zeit sind bei Fundamentierung der Neubauten — anfangs der Heugasse, vis-à-vis dem Palais Schwarzenberg — im unmittelbaren Untergrunde derselben so bedeu-

[1] J. CŽJŽEK. Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. 1854. V. Bd., S. 524 u. 527.

tende Quantitäten von solchem dunklen Hornblendeschiefer in Blöcken angetroffen worden, daß, wie ich selbst sah, eine ganze Wagenladung voll weggeschafft werden konnte."[1])

Suess gibt aber noch von einigen anderen Stellen des Weichbildes von Wien das Vorkommen von erratischem Schotter an, wenn er auch betont, daß derselbe nur in geringem Maße auftritt und kaum eine Bedeutung für Betrachtungen praktischer Natur erreicht. Er führt für das Vorkommen von erratischem Schotter mit größeren Blöcken von quarzreichem Sandstein und kristallinischen Gesteinen u. a. eine Grube unmittelbar vor der Nußdorfer Linie, ferner die Schottergruben am Belvedere an und gibt eine Skizze von einer nordöstlich von der Verbindungsbahn gelegenen Grube, welche zwischen Belvederesand und Löß eine Bank von „erratischem Schotter" zeigt, aus der ein größerer Block von Glimmerschiefer schräge hervorragt.[2])

Alle diese Vorkommnisse sind wohl nur dahin zu deuten, daß zu Anfang der Glacialepoche auch in den östlichen Teilen die Vergletscherung so ausgedehnt war, daß die Eisströme bis in die Niederungen herabstiegen und dort ihr Moränenmaterial deponierten.

Jüngeren Alters sind die mächtigen Schuttkegel, welche von Neunkirchen und Wöllersdorf aus über einen großen Teil der Niederung sich ausbreiten und dem „Neustädter Steinfeld" seine bezeichnenden Eigenschaften verliehen haben. Von den beiden Höhepunkten Wöllersdorf und Neunkirchen aus fällt das Land gegen die Ebene ringsum ab, so daß jeder dieser Orte im Scheitel eines flachen Kegelsegmentes liegt. Wo die beiden Kegelflächen aneinander stoßen, bilden sie eine Furche, welche von Fischau über Neustadt gegen Lichtenwerth, Zillingsdorf und Haschendorf verläuft und in welcher die Fischa von ihrem Beginne bei Fischau bis weit über Neustadt hinab fließt.

Weitaus die größte Mehrzahl der Gerölle besteht aus lichtem Kalkstein und zumal der große Kegel von Wöllersdorf besteht aus solchen Gesteinen, wie sie die oberen Gehänge des Piestingtales bilden. In der Nähe des Scheitels dieses Kegels sind sie am größten und nehmen mit der Entfernung an Größe merklich ab. Dem Neunkirchner Kegel sind von seiner Ostseite nicht wenig kristallinische Gesteine beigemengt, immerhin dominieren auch hier die hellen Kalke der oberen Trias. In den Schottergruben des Neustädter Steinfeldes bemerkt man in sehr bezeichnender Weise die Einwirkung der kohlensäurehaltigen Sickerwasser. Die Kalkgerölle zeigen an ihrer oberen Fläche Corrosion, an ihrer unteren aber Ablagerung von Kalksinter.[3]) Ältere Geröllmassen, welche im Gebiete der Neustädter Ebene auftreten, das Tal der Schwarza oberhalb Neunkirchen rechts und links

[1]) F. Karrer, Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung, 1877, S. 84.

[2]) E. Suess, Boden der Stadt Wien, 1862, S. 74.

[3]) Bericht der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien 1864, S. 52.

begrenzen, gewissermaßen einen Saum zwischen dem Gebirge und dem Steinfelde bilden und in größerer Ausdehnung die sogenannte „Steinplatte" bei Neunkirchen bilden, zeichnen sich durch große Festigkeit aus, welche sie einem gelblichen, kalkigen Bindemittel danken, das einzelne Gerölle von kristallinischen Gesteinen, einzelne Quarzkörner und auch einzelne Kalkgerölle einschließt. Das ganze Gestein aber ist erfüllt von Hohlräumen, welche offenbar früher von Kalkgeröllen eingenommen wurden. Namentlich ist zu bemerken, daß die gewöhnlichen, weißen oder lichtgrauen Kalksteinvarietäten, welche die Hauptmasse der Gerölle der Ebene ausmachen, oft im Conglomerate gar nicht zu sehen sind und daß aller Wahrscheinlichkeit nach gerade diese Gesteinsart es ist, welche die große Mehrzahl der vorhandenen Höhlungen veranlaßt hat.[1]) Das Alter dieser Conglomerate ist verschieden beurteilt worden und wahrscheinlich sind auch Ablagerungen verschiedenen Alters vorhanden. So rechnet Karrer die bunten Conglomerate des Gehänges, welche größere Festigkeit zeigen und eine mehr minder geneigte Lage zur Ebene besitzen, dem Tertiär zu, während er die lockeren, horizontal gelagerten Conglomerate bei Ternitz, welche im dortigen Eisenbahneinschnitte der Südbahn aufgeschlossen sind, für diluvial erklärt. Für das „Rohrbacher Conglomerat", welches Karrer den Congerienschichten,[2]) Stur hingegen[3]) der sarmatischen Stufe zurechnet, nimmt auch Bittner tertiäres Alter in Anspruch. Nach Bittners Darlegungen[4]) scheint es nicht unwahrscheinlich, daß manche dieser Conglomeratbildungen der levantinischen Stufe (Pliocän) angehören. Das Ternitzer Conglomerat, das in hohem Grade einer Nagelfluh gleicht, ist vielleicht interglacialen Alters, jedenfalls sehr jugendlich aber die beiden großen Schuttkegel von Neunkirchen und Wöllersdorf. — Diese Bildungen gehören zu denjenigen, welche Suess mit dem Namen „Lokalschotter" bezeichnete, die Absätze von aus Gebirgstälern hervorkommenden Zuflüssen, welche die mitgeführten Geschiebe vor der Talmündung in Gestalt flacher Aufschüttungskegel ablagerten, oder aber in wiederholten, dünneren Bänken, welche häufig mit Löß wechsellagern. Die herbeigeführten Geschiebe können selbstverständlich nur aus jenen Gebirgsarten bestehen, welche die Wände des Tales bilden, aus dem die Zuflüsse kommen, müssen also je nach der Örtlichkeit verschieden sein und aus diesem Grunde hat Suess für sie den Namen „Lokalschotter" eingeführt.[5]) An den Abhängen des Wechsels und des Rosaliengebirges, wo die Zuflüsse aus der kristallinischen Zone der Alpen kommen, bilden kristallinische Gesteine, an der Mündung des aus der Kalkzone kommenden Piestingtales bildet Kalkstein, bei Wien selbst der Flysch der Sandstein-

[1]) Ebenderselbe Bericht, S. 56.

[2]) F. Karrer, Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung, S. 69.

[3]) D. Stur im Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft, 1877, S. 131.

[4]) A. Bittner, Die geologischen Verhältnisse von Hernstein, 1882, S. 292 u. 293.

[5]) Boden der Stadt Wien, S. 73.

zone den Lokalschotter. Im Weichbilde von Wien tritt er stellenweise in großer Mächtigkeit auf und verdrängt an einzelnen Orten, z. B. in gewissen Teilen der ehemaligen Alservorstadt (IX. Bezirk) den Löß fast gänzlich. Auch im Lokalschotter sind Reste vom Mammut gefunden worden, welche seine Zugehörigkeit zur Diluvialperiode beweisen.

IX. Abschnitt.

Jüngere Ablagerungen.

Unter den Ablagerungen, welche seit dem Ende des Eiszeitalters zu stande kamen, sind vor allem die Alluvionen der Flüsse von Wichtigkeit, neben welchen die übrigen, den jüngsten Ablagerungen der Gegenwart in geologischen angehörigen Bildungen, wie Torfmoore, Flugsandmassen u. s. w. an Bedeutung weit zurücktreten.

Zumal in der pannonischen Niederung, aber auch in großen Teilen der übrigen Tiefländer der österreichisch-ungarischen Monarchie gewinnen die Alluvialbildungen der Flüsse außerordentliche Verbreitung und stellen, wie Fuchs hervorhebt, das wichtigste geologische Element vom volkswirtschaftlichen Standpunkt betrachtet dar: „Im ungarischen Tieflande liegt das Schwergewicht der gesamten wirtschaftlichen Interessen Österreichs und die richtige Kultur und die zweckmäßig durchgeführte Kanalisierung desselben allein kann die Grundlagen für die wirtschaftliche Regeneration unseres Reiches schaffen.“[1] Dieser vor einem Vierteljahrhundert getane Ausspruch hat auch heute noch seine teilweise Berechtigung, obwohl durch den steigenden Import amerikanischen Getreides die Ansicht, von der Fuchs ausgeht, daß das ungarische Tiefland die natürliche Kornkammer Mittel- und Westeuropas bilde, wesentliche Einschränkung erlitten hat. Wie in der Fläche, so erreicht auch in vertikaler Verbreitung das Alluvium in der pannonischen Niederung außerordentliche Dimensionen. Th. Fuchs führt diesbezüglich durch H. Wolf mitgeteilte Beobachtungen über das Alluvium der Umgebung von Debreczin an, welches aus einem vielfachen Wechsel von Sand und Ton mit Land- und Sumpfconchylien besteht, welche Bildungen in einer Tiefe von 52° noch immer nicht durchsunken waren. Es ist dies — fügt Fuchs bei — eine Mächtigkeit des Alluviums, welche ganz außerordentlich ist und nur mit den Alluvialbildungen der Po-Ebenen verglichen werden kann, die sich ebenfalls durch ihre außerordentliche Tiefe auszeichnen. Nach Wolfs Mitteilungen im Jahre 1866 waren damals in Debreczin bereits zwölf artesische Brunnen von 50 bis 52 Klafter Tiefe vorhanden — die durch Schlemmen aus den Bohrproben der letzten Bohrung

[1] Th. Fuchs, Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungarisch-steirischen Tieflandes. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 29. Bd., 1877, S. 687.

erhaltenen Conchylien waren ausschließlich recente Arten. Wasser wurde erbohrt in der 4., 12. und 31. Klafter, sämtlich ungenießbar. Erst in der 53. Klafter wurde genießbares Wasser von 12° Reaumur getroffen, das bis 2 Klafter unter die Oberfläche stieg.[1])

Wir haben hier ein Beispiel der ganz außerordentlichen Mächtigkeit, welche die Alluvionen in einem Teile der großen pannonischen Niederung erreichen. Zumeist bleibt jedoch auch dort die Mächtigkeit hinter der in Debreczin konstatierten erheblich zurück und in der Niederung von Wien ist sie viel geringer. In der Umgebung von Wien hat das Alluvium der Donau nach FUCHS eine durchschnittliche Mächtigkeit von 6 bis 7° und besteht von oben nach unten regelmäßig aus folgenden Schichten: *a*) Silt. Das Überschwemmungsprodukt der Donau besitzt durchschnittlich eine Mächtigkeit von 1 bis 2° und besteht aus einem zarten, gelben, feinsandigen Lehm. Wo er mächtiger entwickelt ist, nimmt er auch wohl bisweilen, wie z. B. in einem Teile der Leopoldstadt, in den tieferen Schichten eine mehr tonige Konsistenz an, wird blaßgrau und ähnelt dann mitunter sehr tertiärem Tegel. Bisweilen enthält er auch Einlagerungen von Sumpfbildungen. *b*) Der Alluvialschotter. Die Grundlage der Donauauen besitzt durchschnittlich eine Mächtigkeit von 2 bis 3° und besteht zum größten Teil aus den Gesteinen der Alpen, namentlich aus Alpenkalk, in untergeordneter Weise aus umgeschwemmtem Diluvial- und Belvedereschotter. *c*) Der Drift-ton. Das unterste Glied der Donaualluvien bildet eine 1 bis 2° mächtige Ablagerung von zartem, dunkelblaugrauem, sandigem Ton, welcher bisher noch bei keiner Sondierung vermißt wurde und bisweilen das Aussehen eines tertiären Sedimentes besitzt. Es sind in ihm jedoch niemals andere als recente Conchylien gefunden worden.

Bezüglich des Alluvialschotters und des Silt bemerkt SUESS, daß diese beiden voneinander mehr oder minder scharf sich trennenden Gebilde durch verschiedene Entstehungsweise begründete Verschiedenheiten aufweisen. Der Strom ist im stande, auf seinem Grunde und an den Seiten des Bettes eine gewisse Reibung zu überwinden und größere und kleinere Gesteine vorwärts zu schieben, welche bei diesem Transport in charakteristischer Weise abgenützt werden und die eigenartige Gestalt von Flußgeschieben annehmen. In ähnlicher Weise wie die Lagen des Belvedereschotters zur jüngeren Tertiärzeit durch fließendes Wasser gebildet wurden entstanden auch die Geschiebelagen der Donau: der Alluvialschotter, und es ist klar, daß er aus mehr oder minder flachen Geschieben von solchen Gesteinen bestehen muß, durch welche die Donau und ihre Nebenflüsse oberhalb Wien ihren Weg nehmen. Man findet also in diesem Schotter nicht nur die kristallinischen Gesteine aus dem Böhmischen Massiv zwischen Passau und Krems, sondern auch alpine Sandsteine und Kalksteine, und wiederholt werden abgerollte Versteinerungen der mesozoischen Formationen

[1]) H. WOLF. Bohrproben aus dem artesischen Brunnen von Debreczin. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 16. Bd., 1866, Verh. S. 100.

in diesen Schotterlagen gefunden, deren Heimat zweifellos in den Alpen zu suchen ist und welche von der Enns, der Traun, dem Inn oder selbst noch westlicheren Zuflüssen der Donau herbeigeführt sein mögen. Manche Stücke weisen besonders auf den Traunfluß und das Salzkammergut als ihr Ursprungsgebiet hin.

Von diesem herbeigeschobenen Material ist wesentlich verschieden dasjenige, welches der Fluß in seiner Wassermasse selbst gleichsam schwebend herbeiträgt. Dieses Material ist vor allem viel feinkörniger. Anknüpfend an seinerzeit bestandene Verhältnisse bemerkt SUESS: „Wenn im Frühjahre das trübe Hochwasser durch mehrere Tage den Treppelweg unter der Franzensbrücke überflutet hat, sieht man nach dem Sinken desselben den Weg mit einer zuweilen einige Zoll starken Lage von sandigem Schlamme bedeckt. Er ist in getrocknetem Zustande von sehr lichtbraungrauer Farbe, fühlt sich milde an und enthält zahlreiche kleine Schüppchen von weißem Glimmer. Dieses selbe Material ist es, welches einen sehr großen Teil unserer Alluvionen ausmacht, zuweilen mit feinen Sandkörnern gemischt, zuweilen selbst ganz in Quarzsand übergehend, der in stärker strömenden Teilen des Stromes bei heftigerer Bewegung herbeigetragen worden sein mag. Die 1862 von SUESS für diesen Alluvialschlamm aus der englischen Literatur herübergenommene Bezeichnung „Silt" hat sich seither allgemein eingebürgert. Im allgemeinen liegt der Silt, welcher das bei Hochwasser in der Trübung schwebend herbeigetragene und bei Überschwemmungen zur Ablagerung gekommene Material darstellt, über dem Alluvialschotter und bildet sonach, wie wir schon oben sahen, die obersten Lagen des Alluviums. Da aber die Lage des Stromstriches, solange der Fluß sich noch selbst überlassen bleibt, häufigen Änderungen ausgesetzt war und die Donau fast bei jedem Hochwasser durch weitgehende Verlegungen ihrer Arme an der einen Stelle Zerstörung der alten Alluvionen und an der anderen neue Anschwemmungen hervorrief, entstanden mannigfache Unregelmäßigkeiten in den Lagerungsverhältnissen zwischen Silt und Schotter. Im allgemeinen aber deckt der letztere die tieferen Schotterlagen.

Die Bezeichnung „Driftton", welche TH. FUCHS für das unterste von ihm in den Donaualluvionen unterschiedene Glied gebraucht, erfordert eine kurze Erörterung des Wortes und auch der alluvialen Bildungen, welche an der Basis der modernen Flußanschwemmungen erscheinen. Bekanntlich hat die von Ch. LYELL für die Verbreitung der erratischen Ablagerungen durch schwimmende Eisberge aufgestellte „Drifttheorie" durch Jahrzehnte das Feld behauptet, bis sie endlich in den Siebzigerjahren des XIX. Jahrhunderts durch die „Glacialtheorie" verdrängt worden ist. Zur Zeit der Herrschaft der LYELLschen Ansicht hat man sich geradezu gewöhnt, die diluvialen Bildungen als Driftablagerungen zu bezeichnen und in diesem Sinne betitelt noch 1876 PETERS das zehnte Kapitel seines Buches „Die Donau und ihr Gebiet" geradezu „Die Diluvial- oder Driftperiode". Die Bezeichnung „Driftton" ist daher nur allzu geeignet, Verwirrung

anzurichten, da man nach dem allgemeinen Sprachgebrauch darunter eher irgend eine diluviale, tonige Anschwemmung verstehen würde als das, was FUCHS offenbar mit jenem Worte bezeichnen wollte, zumal er ja diesen Driftton dem Alluvium der Donau (in § 11 seiner Auseinandersetzungen) zurechnet, während der vorhergehende Abschnitt (§ 10) den Diluvialbildungen gewidmet ist.[1]) Es findet sich aber eine andere Stelle in den Ausführungen von FUCHS über die Säugetierfaunen der österreichisch-ungarischen Tertiärablagerungen (loc. cit. § 12), welche, an sich vieldeutig, auch die entgegengesetzte Ansicht über das Alter solcher alluvialer Tone zuläßt. Sie lautet: „Merkwürdig ist es, daß die Alluvien der Theiß ebenfalls — vorher war von dem Knochenreichtum der mährischen Höhlen und der niederösterreichischen und mährischen Lößablagerungen die Rede — sehr häufig Knochen der großen diluvialen Säugetiere führen, ja der größere Teil der im Pester Nationalmuseum aufbewahrten Reste stammt von hier. Man ist gewöhnlich der Ansicht, daß sich diese Vorkommnisse in den Theißalluvien auf sekundärer Lagerstätte befinden, wenn man jedoch bedenkt, daß diese Reste im ungarischen Löß in der Regel sehr schlecht erhalten sind, in den Theißalluvionen hingegen eine vorzüglich gute Erhaltung zeigen, so wird dies äußerst unwahrscheinlich und hat es vielmehr den Anschein, daß die diluviale Säugetierfauna in Ungarn wirklich länger lebte als anderswo." Ähnliche Gedanken hat auch C. F. PETERS ausgesprochen, als er die Frage aufwarf: „Wann hat die Lößablagerung aufgehört? Wie weit gilt dieser Name und unter welchen Umständen ist das gleichartige Sediment nicht mehr Löß, sondern Silt oder Alluviallehm zu nennen?" PETERS meint, daß man die Frage nur verschiebe, nicht aber beantworte, wenn man sage, die Lößbildung schließe mit der Diluvialperiode ab. Die Frage sei auch nicht erledigt, wenn man sage, der letzte Mammut sei im letzten Löß begraben, denn dann könne man fragen, ob das auch für den letzten Riesenhirsch gelte. Da werde die Sache bedenklich. Der verewigte Germanist FRANZ PFEIFER hat im Utrechter Jagdgesetz aus dem IX. Jahrhundert das Verbot der Jagd auf den „Schelch" gefunden. War der „grimme Schelch" des Nibelungenliedes wirklich der Riesenhirsch *Cervus megaceros (Megaceros hibernicus)*? PETERS möchte das nicht behaupten: „Denn es könnte wohl das männliche Elen *(Cervus alces)* Schelch und das weibliche Tier dieser erst in später Zeit aus Mitteleuropa verschwundenen Art Elk genannt worden sein. Sicherlich sind aber die überhaupt ausgestorbenen Tierspezies der Diluvialzeit nicht gleichzeitig erloschen und nicht allenthalben gleichzeitig. Es wäre zum mindesten sehr gewagt, zu behaupten, das lehmige Bett der Theiß, aus der fast alljährlich Reste von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* gehoben werden, sei völlig gleichzeitig mit dem Löß von Nußdorf bei Wien abgelagert worden."[2])

Auf die jungen Anschwemmungen der Donau, ihre häufigen Umlage-

[1]) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 29. Bd., 1877, S. 685 u. 686.
[2]) C. F. PETERS, Die Donau und ihr Gebiet, 1876, S. 264.

rungen bei Hochwasser, solange der Strom sich noch im Urzustande befand, und die dadurch bedingte, seither in Niederösterreich durch die Regulierung der Donau stark beeinträchtigte urwüchsige Wildnis der Donauauen werden wir im nächsten Abschnitte zurückkommen, welcher den Lauf der Donau zum Gegenstande hat. Hier sei noch einer Eigenschaft der Donauanschwemmungen gedacht, welche allerdings — obwohl es sich um ein Vorkommen des kostbaren gelben Metalles handelt — wenig wertvoll erscheint und fast nur als Kuriosum Erwähnung verdient.

Aus dem Donausand beim Einflusse der Enns — berichtet A. Sigmund[1]) — bei Langenlebarn unter Tulln, endlich gegenüber Klosterneuburg wurde noch vor 30 Jahren durch Zigeuner Gold gewaschen. Eine Probe von Waschgold von Tulln befindet sich im Wiener naturhistorischen Hofmuseum und im Klosterschatze des Stiftes Klosterneuburg befindet sich ein alter Kelch aus Gold, das bei Klosterneuburg gewaschen wurde. Auch in den Alluvionen der steirischen Flüsse findet sich Gold. E. Hatle gibt an, daß Gold in Form von kleinen Schüppchen und Körnchen stellenweise dem Sande der Drau und Mur beigemengt ist, aber in so geringer Menge, daß sich die Gewinnung desselben nicht lohnt. Trotzdem nur ein äußerst kärglicher Taglohn verdient werden konnte und auch dies noch vom Glücke abhängig war, erschienen alljährlich Leute aus Kroatien, um Waschgold aus der Drau zwischen Marburg und Pettau, namentlich bei Wurmberg und Galldorf, zu gewinnen. In manchen Jahren versuchten die Goldwäscher aus Kroatien ihr Glück auch an der Mur zwischen Mureck und Radkersburg. In der Schausammlung steirischer Minerale im Landesmuseum zu Graz ist aus beiden Flüssen Waschgold aufgestellt, aus der Mur bei Radkersburg und aus der Drau bei Wurmberg.[2]) Des Goldreichtums der Drau wird auch im deutschen Heldenliede gedacht. Wolfram von Eschenbach sagt im 9. Abschnitt des Parzival von Pettau (Gandein):

„Diese Stadt liegt dort genau,
Wo die Greian in die Drau,
Ein goldreich Wasser, rinnet.“

Der kleine Bach Greian ist der jetzt noch Grajenabach genannte, der aus dem gleichnamigen Tale nordwestlich von Pettau kommt, die Stadt im Norden umfließt und östlich, unmittelbar unterhalb derselben, in die Drau fließt. Die Drau nennt Wolfram „ein goldreich Wasser“. Ende des XVIII. Jahrhunderts wurde, wie Kindermann berichtet,[3]) bei Ankenstein nächst Pettau in der Drau Gold gewaschen.

Der Goldreichtum aller dieser Flüsse stammt zweifellos aus den Alpen, aus den archäischen Gesteinen der Tauern. Auch die niederen Tauern führen goldhaltige Kiese — noch im Jahre 1857 wurden daraus in der

[1]) Alois Sigmund, Verzeichnis der Minerale Niederösterreichs. 28. Jahresber. d. k. k. Staatsgymnasiums im XVII. Bezirke von Wien, 1902, S. 15 d. Separatabdruckes.

[2]) E. Hatle, Die Minerale des Herzogtums Steiermark. Graz 1885. S. 4 u. 5.

[3]) Kindermann, Repertorium der steiermärkischen Geschichte. Grätz 1798. S. 185.

Walchern bei Oeblarn 4·168 Mark Gold gewonnen.[1] Der Sand der Enns, welcher nach A. Miller Ritter von Hauenfels sich bei einem Probewaschen als goldführend erwiesen haben soll, dürfte im Mittelalter eine ziemlich reiche Ausbeute an Waschgold geliefert haben, denn der Gründer des Admonter Frauenklosters, Abt Heinrich, verlieh diesem Kloster das Erträgnis der Goldwäschen.

Zu den jüngsten Bildungen unseres Gebietes gehören auch die Ablagerungen, welche in Sümpfen und Mooren stattfinden. Die Torfmoore, deren eigenartige Sumpfvegetation an stagnierende Wasser gebunden ist, können sowohl in Talkesseln, im Gebirge als in den Ebenen und Niederungen — teils in größeren Becken, teils in den toten Armen größerer Flüsse sich bilden. F. v. Hauer, welcher hinsichtlich der Bildung und Verbreitung der österreichisch-ungarischen Torfmoore auf die Untersuchungen von Pokorny[2] und Thennius[3] hinweist, bemerkt, daß Torfmoore in sämtlichen Kronländern der Monarchie einen Flächenraum von ungefähr $5^1/_3$ Quadratmeilen einnehmen; der weitaus größte Teil, 3·4 Quadratmeilen, entfalle dabei auf das Herzogtum Krain und hier wieder auf das bekannte Laibacher Torfmoor. Die Gesamtmasse Torf, welche die Ausbeutung dieser Moore zu liefern vermöge, werde auf ungefähr $1^1/_2$ Milliarden Zentner geschätzt, doch wurde die Gewinnung des Torfes bisher in einem verhältnismäßig nicht sehr großen Umfange betrieben. Als am meisten nutzbar gemacht bezeichnet v. Hauer das Bührmoos bei Lambrechtshausen in Salzburg mit einer Ausdehnung von 750 Joch und einer Mächtigkeit von 6 bis 8 Meter.[4] Manche von diesen Moorbildungen mögen in ihrer ersten Anlage bis in die Diluvialepoche zurückreichen. Dies gilt zumal von den mächtigeren, hauptsächlich durch Moosvegetation gebildeten Hochmooren, die sich mit der Zeit hoch über das Wasserniveau erheben und im Laufe der Zeit mächtige Lager von Torf bilden. Das Wasser dieser Moore ist kalkfrei, sehr weich; die eigenartige Flora besteht aus Pflanzen, welche Kieselboden lieben und der von solchen Mooren gebildete Torf ist sehr rein und besteht fast nur aus verbrennbaren Bestandteilen mit geringem Aschengehalt. Im Gegensatz hiezu erheben sich Flach- oder Wiesenmoore nicht über das Wasserniveau, haben eine buntere Flora mit vorherrschenden Kalkpflanzen und bilden einen minder reinen Torf mit größerem Aschengehalt. Für beide Arten von Torfbildungen bietet die österreichisch-ungarische Monarchie zahlreiche Beispiele dar. Jene des ungarischen Flachlandes fallen außerhalb der räumlichen Umgrenzung unserer Darstellung, ebenso die Moor- und Torfbildungen der Gebirgsländer. Moorbildungen finden wir hingegen auch in den drei Einbrüchen der Alpen: in der Laibacher Senkung, in jener von

[1] Achter Bericht des geognostisch-montanistischen Vereines für Steiermark, S. 26.

[2] Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, Bd. 43, S. 57.

[3] Die Torfmoore Österreichs, Wien 1874.

[4] Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie, Wien 1875, S. 642.

Salzburg und in der inneralpinen Niederung bei Wien. Jene von Laibach sind die ausgedehntesten und bedeutendsten. Das Laibacher Moor war lange Zeit ein gewaltiges Hemmnis für Kultur und Kommunikation. Seine Verquerung hat der Südbahn bedeutende Schwierigkeiten verursacht. Seither hat die Entwässerung und Kultivierung des Moores größere Fortschritte gemacht. Von den Mooren bei Salzburg und der Torfgewinnung daselbst in Lambrechtshausen war bereits oben die Rede. Auch Niederösterreich besitzt in der Nähe von Laxenburg und Moosbrunn allerdings wenig ausgedehnte und zum Teil bereits durch die fortschreitende Kultur beseitigte Moorbildungen. Bei Moosbrunn, dessen Name schon auf die eigenartige Vegetation des Moores hinweist, waren ehedem in größerer Ausdehnung „schwingende Böden" mit charakteristischer Moorvegetation vorhanden, auch wurde dort Torf gewonnen.

Sehr ausgedehnt sind Moorbildungen im galizischen Flachland in den ehedem von der nordischen Vergletscherung eingenommenen Gebieten. Hier finden wir zu beiden Seiten des miocänen Lemberg—Tomaszówer Rückens Niederungen, die östliche, kleinere gehört dem Buggebiete an — die größere westliche umfaßt das Gebiet des San- und Weichselflusses. Die glacialen Ablagerungen und jüngere Alluvien bilden die Oberfläche. Wald, Morast, zuweilen Sand, das ist der Inhalt dieser flachen Gegenden. „Nur ein leidenschaftlicher Jäger" — sagt E. v. Dunikowski von der Landschaft im oberen Buggebiete — „entschließt sich weit von der Chaussee in diese beinahe schwimmenden Wälder einzudringen. Die melancholische Kiefer, die sagenhafte Erle und die geisterhaft glänzende weiße Birke bilden den Waldbestand. Erst weiter im Westen hinter Rawa ruska erscheint eine willkommene Abwechslung in einem traurigen und eintönigen Bilde, nämlich der Lemberg—Tomaszówer Hügelzug. Zwar verfolgen uns noch immer auf jeden Schritt und Tritt die Sande und die langweiligen Kieferhaine, zwar sind die Hügel weder besonders hoch noch malerisch, aber wir können wenigstens trockenen Fußes herumgehen und die Gegend von der Höhe des Rückens überblicken."[1] Im Gebiete des San- und Weichselflusses herrschen ähnliche Verhältnisse, doch lassen sich zwei landschaftlich verschiedene Typen unterscheiden, das wenig veränderte, ursprüngliche Glacialterrain mit Moränen, erratischen Blöcken, Ablagerungen von diluvialem Sand, dazwischen auch kleinere Sümpfe und runde Seen von ganz geringen Dimensionen einerseits — und das Gebiet der Alluvionen der großen Flüsse anderseits. Zumal in dem letzteren Gebiete spielen ausgedehnte Sümpfe und Moore eine große Rolle.

Unter den Oberflächengebilden des galizischen Flachlandes tritt auch der Flugsand recht verbreitet auf. Aus den diluvialen Ablagerungen sind zumal dort, wo die Wälder nicht geschont wurden, Flugsandmassen hervorgegangen, welche auch den Feldern und Ansiedlungen verderblich wurden. Von den Regionen der galizischen Sanddünen sagt Dunikowski:

[1] Die österr.-ungar. Monarchie in Wort und Bild. Galizien. S. 100.

„Die bebauten Felder werden nach und nach durch die beweglichen Dünen verschüttet, ja man sieht sogar manchmal Häuser, die schon zum größten Teil im Sand verschwunden sind. Es wird da ein schwerer Kampf zwischen dem Menschen und der Natur geführt. Gelingt es, die Dünen zu bewalden, dann hört die Bewegung auf und der arme Landmann kann da notdürftig sein Leben fristen, sonst aber greift die Wüste immer weiter um sich.“[1]) Und an anderer Stelle führt er zur Charakteristik der langweiligen Einförmigkeit, welche diese Sandgebiete Galiziens aufweisen, das polnische Sprichwort an: „Hinter dem Sande ein Wäldchen und hinter dem Wäldchen wieder Sand.“

Ehedem war die galizische Niederung eine ausgedehnte Waldwildnis. Durch die teilweise Entwaldung zumal der einstigen Sandomirer Wildnis (puszcza sandomierska) wurden große Flugsandflächen geschaffen und die wandernden Dünen erweisen sich nun als arge, schwer zu bekämpfende Feinde jeglicher Kultur. „Sehr dürftig“ — sagt L. v. Tyniecki in seiner Erörterung der galizischen Forstwirtschaft — „ist der Kiefernwald auf trockenen Sandböden, auch wenn das Streurechen nicht ausgeübt würde, denn die lichten Kronen der von Insektenraupen heimgesuchten Bäume beschatten den mit filzartig verwebten, lichtbraunen Nadeln bedeckten Boden nur wenig und ungeachtet dessen sieht man zwischen den schmächtigen, obschon wohl längst im haubaren Alter stehenden Stämmen nur selten etwas Grünendes; Vorwüchse sind äußerst selten und sogar die bleichgrünen, runden Kissen des Weißmooses *(Leucobryum glaucum)* sind nicht häufig. Sehr oft lichtet sich der Wald noch stärker, den sich hebenden, schütter mit Nadeln bestreuten Boden berasen bläuliche Renntierflechten, die Kiefern werden immer krüppelhafter, um endlich auf einer vom Walde umschlossenen Sanddüne zu wirklichen Krüppeln einzuschrumpfen, die vereinzelt nicht einmal so viel Nadeln schütten können, um den überall hervorblickenden bleichen Sand zu festigen. Der umgebende Wald sollte hier nur schwach geplentert werden, denn mit jeder größeren Entblößung des Bodens ist die Gefahr der Entstehung von Flugsandflächen verbunden.“[2])

Während die pannonische Niederung sehr bedeutende Flugsandflächen aufweist — das Kumanier Sandplateau zwischen dem Donau- und Theißtal nimmt eine Fläche ein, welche nahe so groß ist wie das Herzogtum Kärnten — spielt der Flugsand im Wiener Becken nur eine sehr geringe Rolle. Nur in geringem Grade beeinträchtigt er im Marchfeld den Ackerbau, auch zeigt er hier nicht jene charakteristische Ausbildung paralleler Dünenzüge wie sie die galizischen Flugsandgebiete und in noch schönerer Entwicklung Ungarn aufweisen, in welch letzterem auf dem Kumanier Sandplateau der herrschenden Windrichtung entsprechend unzählige oft dicht gedrängte Dünenreihen von Nordwest nach Südost angeordnet sind, während

[1]) A. a. O., S. 102.

[2]) A. a. O., S. 827 u. 828.

sie in dem nächstgrößten Flugsandterrain Ungarns, dem Debrecziner Plateau in meridionaler Richtung verlaufen.

Der Zeit der jüngsten Bildungen — in geologischem Sinne der Gegenwart — angehörige Spuren vorhistorischer Siedlungen finden sich fast allenthalben im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie. Sie begegnen uns in den Flußtälern und auf den Höhen, in den Mooren und Anschwemmungen an den Seeufern, nicht selten an den Stätten alten Bergbaues und lassen uns zahlreiche, aufeinander folgende Kulturstufen erkennen, die hier nur kurz aufgezählt und durch Erwähnung der wichtigsten und bezeichnendsten Fundstätten erläutert werden sollen, wobei die Beispiele, des nötigen Zusammenhanges wegen, nicht bloß dem Flachlande entnommen werden, konnten, sondern teilweise auch den Gebirgsgegenden entlehnt werden mußten.

Die jüngere Steinzeit oder neolithische Epoche, welche der älteren diluvialen Steinzeit gegenüber sich durch bessere Bearbeitung des Materiales, namentlich durch Herstellung geglätteter Steinwaffen und -werkzeuge sowie durch Erzeugung von Gefäßen aus gebranntem Ton auszeichnet, hat an unzähligen Orten Spuren hinterlassen. Zumal in Höhlen finden sich häufige und ausgedehnte Reste alter Ansiedlungen. Von besonderem Interesse ist das an solchen Funden überreiche mährische Höhlengebiet schon deshalb, weil hier keine Lücke zwischen der älteren paläolithischen Besiedlung der Diluvialzeit und der jüngeren neolithischen zu klaffen scheint, wie dies anderwärts und gerade in Frankreich, von welchem Lande die Kenntnis der beiden Steinzeiten ausgegangen ist, der Fall zu sein scheint. Man glaubt sogar, in den mährischen Höhlen einen direkten Übergang von der älteren zu der jüngeren Steinzeit zu erkennen, weil die Artefakte anscheinend eine allmähliche Entwicklung der Kultur zu verraten scheinen. Zwischen dem Inventar der paläolithischen Höhlen (z. B. der Žitny-Höhle bei Kiritein und der Býčískála-Höhle bei Adamsthal) und jenem der neolithischen Höhlen (z. B. der Pekarna oder Diravica bei Mokrau und der Výpustek-Höhle bei Kiritein) läßt sich kein scharfer Schnitt machen. Einen wesentlichen Unterschied bekundet nur die geänderte Fauna, ferner das Vorhandensein von primitiven Tongefäßen, endlich die teilweise besser gearbeiteten und häufig geschliffenen Steingeräte. Andere an Funden sehr reiche neolithische Höhlensiedlungen finden sich in den galizischen Höhlen im Juragebirgszuge zwischen Krakau und Czenstochau. Als ein südliches Beispiel sei die Theresien-Höhle im Hirschpark zu Duino bei Monfalcone im Küstenlande genannt. In Niederösterreich ist das Gebiet nördlich der Donau, in welchem so viele Spuren im Löß und auch in Höhlen die einstige Anwesenheit des paläolithischen Menschen verraten, auch überreich an Resten aus der jüngeren Steinzeit, an Spuren neolithischer Landansiedlungen, Wohngruben, Hüttenresten und Funden aller Art. Zumal die Umgebung der Städte Horn und Eggenburg ist klassischer Boden für das Studium der jüngeren Steinzeit und ihres typischen Hausrates. Vom Vitusberg bei Eggenburg schilderte E. Suess schon vor vielen Jahren die Spuren vorgeschicht-

licher Ansiedlungen.[1]) Oberösterreich birgt außer ähnlichen Landansiedlungen, wie sie z. B. der umwallte Götschenberg an der Einmündung des Mühlbachtales in das Salzachtal darstellt, Pfahlbauten, welche der Hauptsache nach der jüngeren Steinzeit angehören, aber auch Metallsachen geliefert haben als Beweis, daß die Pfahlbauansiedlungen auch hier wie in der Schweiz ins Metallzeitalter hinaufreichen. Die Untersuchung des Attersees hat eine ganze Reihe von Pfahlbaustationen ergeben: bei Seewalchen, Kammer, dem Dorfe Attersee, bei Aufham, Weyeregg und Puschacher. Im Mondsee fand sich ein Pfahlwerk an einer auffallend tiefen Seestelle, welches sich über eine Fläche von 3000 m^2 erstreckte. Die Funde von kupfernen Beilen, Dolchen, Pfriemen, Angelhaken und Spiraldrähten sowie von Schmelztiegeln mit Kupferresten, welche in den Pfahlbauten am Mondsee gefunden wurden, zeugten von ausgedehnter Metallbenutzung und gaben Veranlassung zur Annahme einer eigenen österreichischen „Kupferzeit". Die ausgedehntesten Pfahlbausiedlungen der jüngeren Steinzeit aber finden sich im Laibacher Moor bei dem heutigen Orte Brunndorf. Hier sind verhältnismäßig sehr wenige Artefakte aus Stein, hingegen massenhaft Werkzeuge aus Horn, Geweihen und Knochen gefunden worden. Die Zahl der letzteren geht in die Tausende, der leichten Herstellung einer-, der raschen Abnutzung andererseits entsprechend.

Die Bronzezeit, welche in dem zu den entwicklungsreichen Bronzezeitprovinzen gehörigen Ungarn ein so überreiches Material an mannigfachen Funden lieferte, hat in Österreich verhältnismäßig geringe Schätze zurückgelassen. Erwähnung verdienen immerhin die bezeichnenden Gräberfunde von Winklarn, Perndorf, Gemeinlebarn und Leobersdorf in Niederösterreich, welche sehr verschiedene Bestattungsgebräuche zeigen: Tumuli teils mit, teils ohne Steinsetzungen oder auch Flachgräber, wie sie an den beiden letztgenannten Orten auftreten.

Ungemein reich, und hierin einen scharfen Gegensatz zu den relativ wenig bedeutenden Resten aus der eigentlichen Bronzezeit bildend, sind die Überreste aus der ersten Eisenzeit, der Hallstattperiode, welche ihren Namen von der bekannten ausgezeichneten Fundstätte im oberösterreichischen Salzkammergute erhalten hat. Der ungeheure Reichtum der alten Bevölkerung des Hallstätter Salzberges, welche das Salz in tief in den Salzberg hinabreichenden Gruben gewann und zu Tag förderte, ohne von der heute in Anwendung stehenden Auslaugung und Salzsiederei Gebrauch zu machen, erhellt am besten aus der statistischen Aufzählung der Funde im Hallstätter Leichenfeld. Es enthielten 525 Skelettgräber an Bronze: 18 Waffen, 1543 Schmucksachen, 37 Geräte, 31 Gefäße; an Eisen: 165 Waffen, 42 Gerätschaften, dann 6 Gold-, 171 Bernstein-, 41 Glaszieraten, 342 Tongefäße, 61 Spinnwirtel, Schleifsteine und ähnliche Kleinigkeiten. 455 Brandgräber enthielten dagegen an Bronze: 91 Waffen, 1735 Schmucksachen, 55 Geräte,

[1]) E. Suess. Über die Nachweisung zahlreicher Niederlassungen einer vorchristlichen Völkerschaft in Niederösterreich. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 51. Bd., 1865.

179 Gefäße; an Eisen: 348 Waffen, 43 Werkzeuge, dann 59 Gold-, 106 Bernstein-, 35 Glasschmucksachen, 902 Tongefäße, 102 diverse Kleinigkeiten. Wir ersehen daraus auch, daß nahezu eben so oft Feuerbestattung wie Beerdigung stattfand und neben dem Eisen Bronze in ausgedehnter Verwendung zumal zur Herstellung von Schmucksachen und Gefäßen stand. Mit dem Reichtum von Hallstatt aber wetteifern die Nekropolen Krains zu Watsch, auf dem Magdalenenberg bei St. Marein, zu St. Margarethen und anderen Orten, die niederösterreichischen Hügelgräber von Gemeinlebarn (die dortigen Flachgräber bergen, wie schon bemerkt, bronzezeitliche Reste), die Funde von Frögg bei Rosegg in Kärnten, die steirischen Funde von Strettweg bei Judenburg, Negau bei Radkersburg, Klein-Glein bei Leibnitz u. s. w. Die „Hallstattzeit" wurde früher in ihrem Alter weit überschätzt; daß sie bis an die Grenzen der historischen Zeit hinaufreicht, bekunden zumal die von Radimsky und Szombathy erforschten Hügelgräber Mittelsteiermarks, welche dartun, daß hier die Hallstattkultur lokal bis in die römische Kaiserzeit fortdauerte, so daß dieses Gebiet, wie Szombathy sich ausdrückt: „gleichsam eine ältere, von der Flut der keltischen Kultur umspülte aber nicht überschichtete Insel war, über welche erst die höher gehenden Wogen der römischen Kultur zusammenschlugen.

Die La Tène-Periode, wie die der Römerzeit in Österreich-Ungarn mit Ausnahme des eben erwähnten kleinen Gebietes sonst allenthalben vorangehende keltische Kulturepoche zumeist genannt wird, hat in unseren Gebieten zahlreiche Spuren zurückgelassen, welche sich durch das Zurücktreten der Bronze, das Vorherrschen des Eisens zumal für Herstellung von Waffen und Werkzeugen und das erstmalige Erscheinen von mittels der Töpferscheibe hergestellten Tongefäßen auszeichnen. Wir begegnen den Spuren der La Tène-Periode in den Resten alter Salzsiedereien auf der Dammwiese auf dem Hallstätter-Salzberg, an den Fundstätten von Moritzing (Tirol), Groß-Arl und Dürrenberg bei Hallein (Salzburg), an vielen Stellen in Krain und im Küstenlande, von welch' letzeren nur die krainische Nekropole von Nassenfuß und jene von Idria bei Bača im Küstenlande genannt sein mögen. Aber auch im Norden finden sich die Reste zahlreicher, dieser Zeit angehöriger Ansiedlungen in Böhmen und anderen Gebieten und sei als ausgezeichnetes Beispiel nur die Siedlung auf dem Hradišt bei Strakonitz an der Beraun genannt. Dieser befestigte Wohnplatz hat eine außerordentlich große Menge an Funden — alles in allem ungefähr 20.000 Stücke! — geliefert. Einzelne von diesen Funden sind schon entschieden römisch und weisen darauf hin, daß die Besiedlung des Hradišt bis zur Römerzeit angedauert hat.

Damit wollen wir den kurzen Überblick über die Vertretung der prähistorischen Epochen in Österreich schließen, zumal diejenigen Vorkommnisse, welche der provinzial-römischen Kultur und der Völkerwanderungszeit angehören, uns schon mitten in die historische Zeit versetzen. Ein Eingehen auf sie ist deshalb an dieser Stelle untunlich, wenngleich die Überreste

mancher römischer Siedlungen hoch mit Schutt und modernen Anschwemmungen überdeckt sind und in ihrer Erhaltung wenig Unterschiede von den Resten aus älteren Kulturepochen aufweisen.

X. Abschnitt.

Der Lauf der Donau.

In jenem, so oft in diesen Zeilen genannten Werke, welches E. Suess der Darstellung des Bodens von Wien gewidmet hat, erörtert derselbe anknüpfend an Wahrnehmungen, zu welchen die Donau in und bei Wien Gelegenheit gab, die Tatsache, daß dieser Strom fast stets sein rechtes Ufer unterwäscht und seinen Lauf nach rechts zu verlegen bestrebt ist.[1]) Die Donau — sagte Suess — strebt in der Nähe unserer Stadt unausgesetzt ihrem rechten Ufer zu. Mit Mühe sehen wir sie in Lichtenthal, in der Roßau und in Erdberg durch Menschenhand von ihrem rechten Steilrande abgelenkt, aber von Fischamend bis Deutsch-Altenburg nagt sie fortwährend an dem Fuße desselben und von Zeit zu Zeit reißt sie so große Erdstücke ab, daß im Laufe der letzten Dezennien die Poststraße nach Preßburg zu wiederholten Malen landeinwärts verlegt werden mußte. Suess verwies diesbezüglich auch auf die Ausführungen Czjžeks[2]) und bemerkte, daß das tiefere Fahrwasser für die Dampfboote rechts liege und man daher bei einer Fahrt nach Preßburg nicht nur jene Abrisse beobachten, sondern sich auch davon überzeugen könne, wie durch den starken Wellenschlag, den die Dampfboote verursachen, die Bemühung des Stromes nicht wenig unterstützt werde.

„Der ganze Lauf der Donau von der Felsenenge bei Klosterneuburg bis zu jener bei Hainburg bildet einen stark nach rechts konvexen Bogen, der sich nirgends weit von dem Steilrand der rechten Seite entfernt, während ein bis zwei Meilen breiter, ebener Alluvialboden die konkave linke Seite von dem anderen Steilrande trennt, welcher nicht minder deutlich als der in Wien sichtbare sich jenseits Kagran und Leopoldsdorf durch das Marchfeld zieht.“ Diese Worte hat Suess 1862 gebraucht, damals war die Donau in ihrem Mittellaufe bei Wien ein ungeregelter, in zahlreiche Arme geteilter Strom, der fast bei jedem Hochwasser kleinere oder größere Veränderungen in seinem Bette aufwies und der Schiffahrt die größten Schwierigkeiten durch das Wandern der Sandbänke und die Verlegung des Stromstriches bereitete, immer aber die Tendenz hatte, das rechte Ufer in höherem Grade anzugreifen und die mächtigste Wasserführung denjenigen Armen zuzuwenden, welche hart unter dem rechten Steilrand dahinflossen. Seither

[1]) E. Suess, Boden der Stadt Wien, S. 77—84.

[2]) J. Czjžek, Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgebungen Wiens, Wien 1849, S. 5.

wurde durch die Regulierung der Donau der Strom in einem Bette vereinigt und sein Lauf in einer flachen, gegen rechts konvexen Kurve festgelegt.

Seinerzeit hat das Bestreben der Donau, ihr rechtes Ufer anzugreifen, zu der Vermutung Anlaß gegeben, daß die nördlich von der Donau gelegene Gegend sich langsam erhebe und so den Strom zwinge, sich mehr und mehr gegen Süden zu wenden. Suess hat demgegenüber betont, daß auch der Marchfluß seinen Steilrand längs der Kleinen Karpaten verlassen hat und einen Streifen flachen Landes hinter sich lassend, sich mehr und mehr nach rechts gezogen hat und nun gerade so wie die Donau am Fuße seines rechtsseitigen Steilrandes bei Drösing, Dürnkrut, Stillfried u. s. w. dahinfließt. Suess hebt ferner hervor, daß die Donau in ihrem ganzen Laufe, wo immer sie in leichter zerstörbarem Lande fließt, fortwährend nach rechts strebt und daß auch an anderen Flüssen (der nördlichen Hemisphäre) dieses Abweichen nach rechts sehr häufig wahrzunehmen sei, so daß nach Süd fließende Ströme am Fuße ihres westlichen, nach Nord fließende am Fuße ihres östlichen Steilrandes ihr tiefstes Bett und ihren hauptsächlichsten Stromstrich zu haben pflegen. Die Erklärung für diese allgemeine Erscheinung findet Suess in der Einwirkung der Erdrotation auf den Lauf der Flüsse, wie sie durch v. Bayr dargestellt worden ist: „Die Ursache, weshalb die Donau nach rechts drängt, ist also dieselbe, welche in unserer Hemisphäre die Abweichung von Geschützkugeln nach rechts und in schnell nach Nord und Süd sich bewegenden Eisenbahnzügen die Tendenz veranlaßt, nach rechts aus den Schienen zu springen, sie ist dieselbe, welcher die Passatwinde ihre Richtung verdanken.“ Diese Kraft, so gering sie auch sein mag, ist es, welche die Ströme ablenkt, denn, wenn sie auch nur als ein vermehrter Druck des Wassers gegen das eine Ufer sich kundgibt, muß sie doch sehr wirksam werden, wenn durch Hochwässer der Stromstrich noch mehr ans Ufer geworfen wird und feste Körper, zumal Eisschollen, in langem Zuge den Steilrand angreifen. Suess läßt die Einwendung, daß die Krümmung des Stromes ein viel wichtigerer Faktor in der Richtung der treibenden Eisschollen wäre, nicht zu, da jene Richtung eben ein Produkt der Rotationskraft sei. Er nimmt auch Stellung gegen die Ausführungen jener Mathematiker (Bertrand, Delaunay, Combes und Lamarle), welche die Einwirkung der Rotation auf die Flüsse im Vergleiche zu den Krümmungen derselben für viel zu geringfügig erklären, um sich äußern zu können, verweist auf die Tatsache, daß die Durchsicht guter Karten allenthalben Beispiele für jene Wirkung ergäbe und daß in losem Boden die Krümmungen selbst unter ihrem Einflusse entstehen. Es kann selbstverständlich nicht unsere Aufgabe sein, das Problem des Baerschen Gesetzes einer eingehenden Prüfung zu unterziehen, es soll lediglich darauf hingewiesen werden, daß auch in neuerer Zeit die theoretischen Bedenken gegen dieses Gesetz in den Vordergrund gestellt wurden und in diesem Sinne namentlich E. Dunker, K. Zoeppritz und S. Günther als Gegner des Baerschen Gesetzes aufge-

treten sind. Trotz der Ausführungen der Genannten und der sehr eingehenden Erörterung des Problems durch B. HOFFMANN ist die Frage der Einwirkung der Erdrotation auf den Lauf der Flüsse noch keineswegs endgültig entschieden, zumal viele Geologen und Geographen (außer SUESS zumal BENONI, DENZLER, v. HOCHSTETTER, PETERS, W. SCHMIDT, SCHWEINFURTH) sich für die BAERsche Theorie erklärten und zahlreiche Beispiele von Flußlaufänderungen als Beweise für dieselbe geltend machten.

Die Donau aber liefert nach SUESS, dem in dieser Hinsicht auch, wie noch zu erörtern sein wird, PETERS[1]) beipflichtet, überall dort, wo sich ihr Lauf durch leichter angreifbare, jüngere Bildungen bewegt, ausgezeichnete Beispiele für die Einwirkung der Erdrotation durch Andrängen des Flusses gegen den rechten Steilrand.

SUESS hebt hervor, daß dort, wo der Strom durch felsige Engen tritt, keine Gelegenheit für die Betätigung jenes Einflusses der Erdrotation gegeben sei, wohl aber dort, wo er sich in leichter zerstörbarem Flachlande bewegt. Über den Lauf der Donau in dem uns hier zunächst interessierenden Gebiete sagt SUESS: „Nachdem der Fluß durch felsige Engen sich bis nach Krems und Mautern gewunden, tritt derselbe zum ersten Male in flacheres, leichter zerstörbares Land heraus. Bei Klosterneuburg und Korneuburg ist er wieder eingeengt, oberhalb Wien tritt er zum zweiten Male in flacheres Land. Bei Hainburg und Theben sieht er sich neuerdings zwischen Felsen eingeengt; bei Preßburg tritt er zum dritten Male in eine Ebene. Unterhalb Komorn treten neuerdings Gebirge an ihn heran und bedingen den scharfen Bug bei Waitzen; erst unterhalb Ofen sehen wir ihn zum vierten Male in leichter zerstörbarem Boden fließen. Diese Einengungen durch Felsen bilden eben so viele Fixpunkte im Laufe des Stromes und nur zwischen je zweien derselben dürfen wir hoffen, die Spuren der Rotationskraft zu finden." SUESS zeigt dann, daß zwischen der Enge von Krems und jener von Klosterneuburg diese Einwirkung ziemlich deutlich hervortritt, obwohl die Richtung des Stromes in diesem Abschnitte mehr als irgend an einer anderen Stelle des zu betrachtenden Gebietes mit der ostwestlichen zusammenfällt, demnach also die geringste Gelegenheit zur Äußerung der Rotationskraft vorhanden sei. Zwischen den genannten beiden Fixpunkten entfernen sich die Steilränder rechts und links voneinander, so daß sie oft mehr als zwei Meilen Zwischenraum aufweisen. Der nördliche linke Steilrand ist sehr scharf ausgebildet, er führt den Namen Wagram und zieht von Krems über Fels, Kirchberg am Wagram und Stetteldorf gegen Stockerau, der rechte südliche Steilrand hingegen läuft von Hollenburg über Treismauer und Judenau nach Königstetten. Die Donau hält sich nun bis Hollenburg merklich nach rechts, von da bis unterhalb Tulln fließt sie ungefähr mitten zwischen beiden Steilrändern und erst gegen Zeiselmauer rückt sie neuerdings nach rechts. SUESS erörtert einige Daten, aus welchen abgeleitet werden kann,

[1]) K. F. PETERS. Die Donau und ihr Gebiet. Internat. wiss. Bibl., XIX. Bd., Leipzig 1876, S. 349—357.

daß die Donau früher längs des linksseitigen Wagrams geflossen sei, entsprechend den Überlieferungen, welche dies behaupten. Er bezieht sich auf Steinplatten mit Eisenringen und Inschriften an dem Kirchlein des Ortes Fels am Fuße des Wagram, welche bekunden, daß die Donau einst dort geflossen sei; doch spricht schon die im Jahre 1763 errichtete Gedächtnistafel davon als von einem Ereignis früherer Zeiten, es heißt: „Hier am Felsen floß einst der Donaustrom.“ Dafür, daß die Donau bei Krems einen nördlichen Lauf hatte, führt Suess erstlich die im städtischen Archiv zu Krems aufbewahrte Delineation der schwedischen Belagerung vom Jahre 1646 an, in welcher der unmittelbar bei Krems fließende Donauarm ebenso stark dargestellt ist als der südlich sich hinziehende Arm, während heute der Hauptstrom, sobald er oberhalb Stein die Felsenklemme verlassen hat, ohne sichtbare Ursache nach Südost sich wendet. Sodann macht Suess darauf aufmerksam, daß nach Mitteilung glaubwürdiger Personen zu Krems vor einiger Zeit an dem Felsen noch Ringe zur Befestigung von Schiffen zu sehen waren.

Viel deutlicher ist das Bestreben der Donau nach rechts zu rücken zwischen den Engen von Klosterneuburg und Hainburg. Die größte Entfernung der beiden Steilränder steigt auch hier auf zwei Meilen, aber der ganze Strom liegt rechts und ist tätig, seinen rechten Steilrand anzunagen und sein Bett noch weiter nach rechts zu verlegen. In der kleinen ungarischen Ebene wiederholt sich die Erscheinung in ganz ähnlicher Weise. Der Hauptstrom der Donau liegt nahe dem rechten Steilrand und der linke Arm, welcher die Insel Schütt umspannt, ist viel schwächer als der rechte. Unterhalb Ofen tritt die Donau in die große ungarische Ebene und hier zeigt sich die Ablenkung des Stromes am deutlichsten, da seine Richtung nahezu mit dem Meridian zusammenfällt. Der Fluß hat wohl an seiner Rechten Abhänge und einen Steilrand, an welchen er sich andrängt, zu seiner Linken aber nur niederen Alluvialboden.

In seinen Vorlesungen hat Suess den Lauf der Donau, welcher streckenweise durch die bereits erwähnten Fixpunkte, zu welchen sich im weiteren Laufe noch das Vrdnikgebirge bei Karlowitz, das serbische Hügelland bei Belgrad und endlich der Gebirgsdurchbruch zwischen Bazias und Orsowa gesellen, festgehalten wird, dazwischen aber in leichter zerstörbaren, jüngeren Bildungen nach rechts auszuweichen vermag, mit einem Seil oder einer Kette verglichen, welche an mehreren Stellen durch Aufhängepunkte gehalten wird, zwischen denselben aber in Kurven herabhängt.

Zu diesen „Aufhängepunkten“ des Donaulaufes unterhalb der Strecke, in welcher derselbe in der Böhmischen Masse festgelegt ist, käme im untersten Laufe noch das Gebirgsland der Dobrudscha, welches die Donau zwingt, weiter oben im Norden ins Schwarze Meer sich zu ergießen, nachdem sie unterhalb des Eisernen Tores Gelegenheit gehabt hatte, einen weiten Bogen nach rechts zu machen.

Peters, der, wie schon bemerkt, in der Anwendung des Baerschen Gesetzes auf die Gestaltung des Flußlaufes der Donau den Suessschen Ausführungen beipflichtet und auch einen Mathematiker — G. v. Escherich — zu einer Prüfung der Baerschen Theorie auf mathematischer Grundlage veranlaßte, was ein für die Theorie nicht ungünstiges Resultat ergab,[1]) spricht sich ganz im Sinne der obigen Darlegungen dahin aus, daß die Donau, so oft sie eine ihrer Engen passiert oder eine einzelne ihr zur Rechten stehende Gebirgsmasse umflossen habe, immer wieder nach rechts ausbiege und meilenweite Alluvialniederungen als linksseitiges Ufer zurücklasse. Er billigt den Vergleich, welchen Suess zwischen dem Lauf der Donau und einer an mehreren Punkten ihrer Länge aufgehängten Kette macht und die Bezeichnung der festen, das Ausweichen des Stromes nach rechts hindernden Gebirgsmassen als „Aufhängepunkte der Kette“. Er betont, daß von Wien ab das „Stromgesetz“ der Donau immer deutlicher sich ausspricht: daß dort, wo Inselbildung eintritt, stets der rechtsseitige Arm den Hauptstrom führt. „Besonders regelmäßig“ — sagt Peters[2]) — „ist die Insel Csepel, südlich von Pest, die eine Länge von beinahe $6^1/_2$ deutschen Meilen auf nur 1 Meile größter Breite erlangt hat und an ihrer Rechten vom Hauptstrome gerade in jenem seiner Abschnitte umfaßt wird, wo seine Wirkung gegen die mächtige Lößtafel und den unterliegenden Congerienton am deutlichsten ausgesprochen ist. Wer da auf einem Raddampfer die Donau hinabfährt und das rechte Ufer im Auge behält, sieht so recht deutlich, wie die Steilränder im Lößterrain entstehen. Jede Welle unterspült den steilen Absturz, Zentnermassen von Löß stürzen herab und dennoch bildet sich kein Schutt, denn der Strom nimmt jedes Lehmteilchen mit sich fort, um es unteren Strecken zuzuführen.“ Peters führt auch an, daß die Donau früher ihren Weg in südöstlicher Richtung durch die pannonische Niederung genommen hat, aber mit allmählicher Hinwegräumung der großen mittelungarischen Lößtafel ihren Lauf aus der südöstlichen in die gegenwärtige, rechtwinkelig geknickte Linie gewendet habe, daß sie einst im unteren Theißbette floß und in ihrem Vorrücken nach rechts ihre dortigen Nebenflüsse absorbierte. Dies — meint Peters — möchte wohl niemand bezweifeln, der das Land und seine Gewässer zuerst in der Natur und dann auf guten Karten betrachtet. In der Tat hat die Donau in dieser Gegend keinen linken Steilrand und durchaus flaches niedriges Alluvialland liegt zwischen ihr und dem unteren Laufe der Theiß. An der Wanderung des Stromes nach rechts kann nicht wohl ein Zweifel sein; doch ist die Ursache auch in einem andern Faktor gesucht worden als in der Wirkung der Erdrotation, nämlich in der Bewegung des Flugsandes durch vorherrschend von der östlichen Seite kommende Winde. Nach dieser Hypothese wären es die vorherrschenden Ostwinde und die dadurch bedingte Wanderung des Flugsandes, welche stets bestrebt seien, die östlichen linken

[1]) Die Donau und ihr Gebiet, S. 359.
[2]) Ebendaselbst, S. 356.

Flußarme zu versanden und dadurch den Strom langsam zur vorherrschenden Benutzung der rechten Arme veranlassen und ihn dadurch zwingen, allmählich nach rechts zu rücken. Es ist an dieser Stelle wohl kaum möglich, eine nähere Prüfung dieser Ansicht vorzunehmen, jedenfalls kann aber die Flugsandhypothese nicht für die Erklärung des Nachrechtsrückens der Donau in jenen Gegenden herangezogen werden, in welchen keine oder nur unbedeutende Flugsandmengen auftreten und auch dort, wo der Flugsand eine größere Rolle spielt, mag er die aus anderen Gründen erfolgte Verlegung des Stromes nur in untergeordneter Weise unterstützt und gefördert haben, indem er zur teilweisen Auffüllung der auf der linken Seite in den Alluvionen des Stromes zurückgebliebenen toten Arme beitrug.

Wir müssen es uns auch versagen, dem Ausblicke Peters zu folgen, der sich nicht begnügt, rückschauend die Verlegung des Donaulaufes in den jüngst verflossenen geologischen Zeiträumen zu betrachten, sondern auch für die Zukunft mit prophetischer Sicherheit voraussagt, daß der Strom einst bis an die Vorposten der Fünfkirchener Gebirgsgruppe vorrücken, dann das Bett der Drau und endlich jenes der unteren Save erreichen werde. Wir verzichten auch darauf, zu erörtern, daß sich vielleicht noch deutlicher als in der pannonischen Niederung das Andrängen der Donau in der Strecke unterhalb des Eisernen Tores zeigt, in welcher der Strom stets hart an den rechten, hoch aufragenden Lößsteilrand gedrängt ist, während zur Linken weite Alluvialebenen sich ausbreiten und kehren zum Oberlauf der Donau zurück, um diesen und den Eintritt des Stromes in das Gebiet der Österreichisch-ungarischen Monarchie zu betrachten.

Weit im Westen, im Schwarzwald entspringen die Quellen, welche als Ursprung des Donaustromes genannt werden. Die obere Donau ist, wie Versuche mittels Fluoresceïnfärbung ergeben haben,[1]) dem Rhein tributär, da das in die Spalten des Jurakalkes unterhalb Tuttlingen versinkende Donauwasser die Aachquelle nährt. Der Lauf der Donau bis Passau, wo sie sich mit dem Inn vereinigt und österreichisches Gebiet betritt, ist ihr geotektonisch vorgezeichnet. Die Hauptentwässerungslinie des Alpenvorlandes mußte sich seit der Obermiocänzeit am Nordsaume dieses Vorlandes ausbilden. Das Tal der Donau folgt allerdings nicht überall genau diesem Nordsaum, sondern schneidet auch wohl Vorsprünge von der nördlichen Umwallung des Vorlandes ab. An solchen Stellen mußte sich eine Talenge ausbilden, weil eben die härteren Schichten des Jura oder die archäischen Gesteine des Böhmerwaldes der Zerstörung einen ungleich größeren Widerstand entgegensetzten, als die losen und lockeren tertiären und diluvialen Ablagerungen des Alpenvorlandes. An mehreren Stellen aber hat die Donau ihren früheren Lauf durch den Jura aufgegeben, ihr enges Tal in demselben verlassen und ein neues an der Grenze zwischen Jura und Alpen-

[1]) A. Knop. Über die hydrographischen Beziehungen zwischen der Donau und der Aachquelle im badischen Oberlande. Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Paläontol., 1878 S. 350.

vorland gebildet. Durch den schwäbisch-fränkischen Jura lassen sich mehrere alte Donauläufe verfolgen: einer zieht sich von Ehingen über Blaubeuren nach Ulm, ein anderer zweigt oberhalb der Neuburger Donauenge nach Norden ab, wo er als Wellheimer Trockental bis zur Altmühl und dann dieser folgend zur jetzigen Donau sich erstreckt.

Unmittelbar oberhalb des Eintrittes der Donau in das bojische Massiv hat PENCK Anzeichen der vier von ihm unterschiedenen fluvioglacialen Schotter des Alpenvorlandes beobachtet. Das Alpenvorland liegt hier — wenn man von der sehr mächtigen Lößbedeckung absieht — höchstens 35 *m* über dem Strome und daher tief unter den Gneishöhen, in welche die Donau bei Pleinting eintritt. „Nichts" — sagt PENCK — „deutet darauf hin, daß sie einst über die letzteren gebreitet waren, die 100 bis 130 *m* über den Fluß ansteigen."[1] Aus dem Übergreifen der jungtertiären Quarzschotter, welche die Wasserscheide zwischen Vils und Donau krönen, vom Alpenvorlande in nahezu gleicher Höhe auf die bojische Masse folgt erstlich, daß seit der jüngeren Tertiärperiode keine nennenswerte Schichtstörung eingetreten sei, daß sich das Engtal der Donau also nicht etwa durch eine junge Verwerfung gegen das obere Donaubecken abgrenze, etwa so wie es vom Rheindurchbruch im Schiefergebirge gegen die mittelrheinische Ebene angenommen wird. Der Donaudurchbruch bei Passau ist präglacialen Alters, und die Eintiefung des Donautales wurde angelegt zu einer Zeit, als das Jungtertiär noch das ganze Alpenvorland bis zur Höhe des alten Gesteines, erfüllte. Wir haben oben bei Besprechung der jungtertiären Schotter gesehen welche Ausbreitung, und welche Höhenlage dieselben in Oberösterreich (Hausruck) und in Bayern besitzen. Sie sind fluviatile Bildungen eines gewaltigen Stromes, einer älteren Donau, welche in höherem Niveau denselben Lauf nahm. Dieser Fluß hat später am Nordrand der Auffüllung sich in die leicht zerstörbaren tertiären Ablagerungen einschneidend in denselben eine weite Talfurche geschaffen, bis er auf die widerstandsfähigeren archäischen Gesteine des Massivs kam und in denselben ein enges Tal eintiefen mußte. Der Durchbruch der Donau durch das bojische Massiv gehört demnach in die Kategorie der epigenetischen Täler. PENCK hebt, wie bereits an anderer Stelle erwähnt, hervor, daß die Geländegestaltung am Eingange des Trichters damit im besten Einklange steht. Die Donau bildet einen großartigen trichterförmigen Taleingang in das Massiv und es ist bemerkenswert, daß unmittelbar daneben die Vils sich einen ähnlichen Eingang gebildet hat: „Beide benachbarte trichterförmige Taleingänge und die Vereinigung beider Täler hart an den Grenzen des Massivs kann man nur unter der Voraussetzung verstehen, daß ihre Flüsse einst höher auf ebenem Lande flossen und sich vereinten, was durch eine nachfolgende Tiefenerosion festgehalten wurde."

Der Lauf der Donau durch das Massiv kann an dieser Stelle nicht

[1] Die Alpen im Eiszeitalter. S. 74.

Gegenstand der Erörterung sein, es soll nur hervorgehoben werden, daß auch dieser weitere Lauf die Annahme der epigenetischen Bildung des Donautales bestätigt. Wiederholt tritt dasselbe aus dem Einschnitte im Massiv selbst an den Rand desselben, am ausgedehntesten in der Strecke zwischen Linz und Wallsee. Unterhalb Enns folgt ein Trichter, der zur Greiner Donauenge führt, es wiederholen sich also die Erscheinungen, die wir oben hinsichtlich des Passauer Durchbruches erörterten.

Aus der Talweitung zwischen Pöchlarn und Melk tritt die Donau abermals in einen engen Durchbruch, jenen der an landschaftlichen Reizen so reichen Wachau; dann verläßt sie bei Krems endgültig das böhmische Massiv und nimmt ihre Richtung durch das breite Tullnerfeld, in welchem ihr Streben, nach rechts zu rücken, nur wenig zum Ausdruck kommt, gegen den Wienerwald. In der breiten Durchbruchstalstrecke von Klosterneuburg schneidet die Donau von dem Wienerwald eine Anzahl von Erhebungen ab, die tektonisch diesem angehören: der Waschberg und Schliefberg bei Stockerau und der Bisamberg bei Klosterneuburg; dann tritt sie in die weite beckenförmige Erweiterung ihres Tales, welche bis an die kleinen Karpaten reicht: das Marchfeld. Hier ist die Tendenz der Donau, nach rechts auszuweichen unverkennbar, stets lag die Hauptrinne, so lange der Strom unreguliert blieb, auf der rechten Seite und stets drängte er an den Steilrand derselben an, denselben unterwaschend und zerstörend.

Wie die Untersuchungen des Bodens von Wien ergeben haben, sind im Untergrund dieser Stadt die deutlichen Spuren eines alten Flußlaufes vorhanden, der einen ähnlichen Lauf besaß wie die Donau und gerade so wie diese, an seinem rechten Ufer einen wohlmarkierten Steilrand bildete, der jetzt freilich fast gänzlich dem Auge entzogen ist, da er durch jüngere Bildungen verhüllt wurde. Der moderne Steilrand der Donau läßt sich von Nußdorf her durch Wien verfolgen und Suess hat ihn seinerzeit als den auffallendsten Zug in der Bodenbeschaffenheit Wiens bezeichnet und seine Erstreckung von der damaligen Nußdorfer Linie bis zur Marxer Linie erörtert.[1]) Der Steilrand ist zunächst in der Nähe der ehemaligen Nußdorfer Linie, wo unter ihm die Spittelau liegt, sehr deutlich und in gleicher Weise zieht er sich, das niedrige Alluvialgebiet der Donau von dem höher aufsteigenden Terrain abgrenzend, durch den gegenwärtigen neunten Bezirk. In der Region des ehemaligen Glacis ist der Abhang sanfter, durch ältere und neuere Aufschüttungen verhüllt, aber im Gebiet der inneren Stadt ist der Steilrand wieder deutlich markiert, wenn auch die Niveauunterschiede, die seinerzeit den Salzgries und Franz Josefsquai von den höheren Teilen der inneren Stadt trennten, durch die nivellierenden Einflüsse der Neugestaltung dieses Stadtteiles wesentlich verringert wurden. Diese Unterschiede, welche noch vor wenigen Jahren in den Treppen bei der Kirche Maria am Gestade, der Fischerstiege und den von St. Rupert herabführenden Treppen, ferner

[1]) Boden der Stadt Wien, S. 22 u. 23.

in der Rotenturmstraße und am Laurenzerberge sehr stark hervortraten, sind jetzt infolge der Aufschüttung der tieferen Teile viel weniger markiert. Zwischen der inneren Stadt und dem dritten Bezirk (Landstraße) fehlt der Steilrand an jener Strecke, wo sich die Alluvionen der Wien mit jenen der Donau vereinigen, er erscheint aber gleich hinter dem Invalidenhause wieder, zieht gegen die Gärten zwischen der Landstraße, Hauptstraße und der Marxergasse, dann quer über die Rasumofskigasse und nähert sich der Erdberger Hauptstraße, dort findet sich eine Zerfällung in zwei Stufen, so daß zwei Steilränder übereinander auftreten, doch ist dies nur eine kurze Strecke der Fall, der höhere, bogenförmig verlaufende obere Steilrand vereinigt sich bald wieder mit dem unteren und der Steilrand entfernt sich dann mehr und mehr von der Donau. Suess ist geneigt, den eigenartigen, die ganze Reinergasse umfassenden Ausbug des oberen Steilrandes in Erdberg irgend einer künstlichen Grabung zuzuschreiben, es wäre aber auch möglich, daß er durch eine ältere fluviatile Auswaschung zu einer Zeit veranlaßt worden wäre, wo die Donau noch in einem etwas höheren Niveau floß, als dies heute der Fall ist.

Dieser Steilrand der Donau ist in allen älteren Plänen verzeichnet, welche überhaupt Terrainstufen angegeben haben, so ist er angedeutet in in dem Suttingerschen Plan von 1683 und der große Plan von Aguissola und Marinoni vom Jahre 1706 gibt ihn mit großer Schärfe und zeichnet auch deutlich den oben erwähnten eigentümlichen Ausbug an der Reinergasse in Erdberg. Suess hebt hervor, daß dieser Abfall seit der ersten Gründung Wiens einen bedeutenden Einfluß auf die Entwicklung der Stadt gehabt habe. Zur Römerzeit hat die Umwallung einen Teil dieses Abfalles benutzt und auch für die spätere Stadt bildete die mittlere Strecke des Steilrandes eine Seite der Umgrenzung. Wir werden an späterer Stelle darauf zurückzukommen haben, daß im Untergrund von Wien die deutlichen Spuren eines viel älteren Steilrandes vorhanden sind, welche sich in einem plötzlichen Abfall der Oberfläche des Congerientegels zeigen, aber mit Ausnahme einer kurzen Strecke an der Wien, nirgends zu Tage treten, vielmehr durch aufgelagerte Diluvialablagerungen verdeckt werden. Dieser ältere Steilrand, welcher beträchtlich höher liegt, als der moderne und auch viel weiter in das Gebiet der Stadt eingreift, ist wahrscheinlich zur Pliocänzeit durch einen Fluß verursacht worden, der einen ähnlichen Lauf hatte wie die Donau und ebenso wie diese durch die Rotation der Erde veranlaßt wurde, sein rechtes Ufer zu unterspülen und dadurch an demselben einen Steilrand zu erzeugen, der aber in beträchtlich höherem Niveau floß als der heutige Strom. Dieser alte Steilrand, dessen Verlauf auf der Suessschen Bodenkarte von Wien durch die Tegelisohypse von 80 Klafter Seehöhe angedeutet ist, besitzt, wie noch zu erörtern sein wird, große Bedeutung für die Wasserführung des Bodens von Wien, da er die Grenze des Infiltrationsgebietes der Donau bildet.

Auch das Alluvialgebiet der Donau selbst zeigt bei Wien die deut-

lichen Spuren häufiger Verlegungen und Suess' Karte macht deren noch eine große Zahl ersichtlich in Gestalt von verlassenen toten Armen, welche teils noch stagnierendes Wasser führen, teils vollkommen trocken gelegt erscheinen, wie z. B. der Fugbach, der früher quer durch die Leopoldstadt seinen Lauf nahm. Eingehend bespricht Suess die alten Donauarme[1] und weist nach, daß ein solcher erst in geschichtlicher Zeit sich von einem großen Teil des Steilrandes zurückgezogen habe. Auf Plänen aus älterer Zeit, z. B. jenen von Heckenaer aus dem Jahre 1739 sieht man noch den „alten Arm" längs des Steilrandes von Nußdorf hereinfließen. In einer noch früheren Zeit floß dieser „alte Arm" längs des Steilrandes fort und Suess spricht die Ansicht aus, daß der blinde Arm, der noch in ziemlich später Zeit das städtische Wasserarsenal zwischen dem Salzgries und dem Neutore mit der Donau verband, ein Teil dieses Armes gewesen sei. Andere Nachweisungen lehren, daß die Donau einst über den Salzgries selbst geflossen sei. Im Jahre 1746 soll man beim Baue der Salzgrieskaserne in der Nähe des Neutores einen Eisbrecher ausgegraben haben und am Passauer Hofe sollen eiserne Ringe zum befestigen der Schiffe angebracht gewesen sein. Nur auf diesen alten Arm, welcher sich von Nußdorf bis zur inneren Stadt in deutlichen Spuren verfolgen läßt, kann der Plan Kaspar Hertneids von Augsburg bezogen werden, der sich verpflichtet hatte, „die Tunaw bey dem Toblingpach mit volligem fluss, das ein genasste Hohenawer Inschiffig stetlich wol ein vnd aus gen mug; herein zu pringen vnd laitten, zu der Stat in den Arm," der es nicht zu stande gebracht und im Jahre 1455 nur auf Fürsprache Erzherzog Siegmunds von Tirol von Strafe befreit wurde.

Gerade bei Wien zeigte die Donau vordem die größten Unregelmäßigkeiten in ihrem Laufe. Ein Strom im Urzustande, mit starkem und wechselndem Gefälle, große Mengen von Geschieben mit sich führend, verlegte sie fortwährend den Lauf ihrer Arme, verursachte der Schiffahrt stets große Schwierigkeiten und brachte durch ihre Hochfluten und Eisgänge den Ansiedlungen immer neue Verwüstungen. In der Talenge zwischen Leopoldsberg und Bisamberg ist der Lauf des Flusses fixiert, aber von dieser Enge bei Nußdorf in die Niederung von Wien eingetreten, findet die Donau bis nahe an die niederösterreichische Grenze, wo die Hundsheimer Berge einer-, die kleinen Karpaten andererseits ihr wieder den Durchtritt vorschreiben, keine natürliche Festlegung ihres Bettes. Sich selbst überlassen, teilte sich der Strom in zahlreiche Arme, die er infolge der Ablagerung neuer Schotterbänke bei jedem Hochwasser veränderte und es mußte sich die Unsicherheit des Stromlaufes um so unangenehmer fühlbar machen, je lebhafter der Verkehr der Dampfschiffahrt wurde und je dringender die Errichtung stabiler Brücken für Straße und Eisenbahn erschien. Denn vordem waren die Brücken bei jedem Eisgang gefährdet und die von Zeit zu Zeit wiederkehrenden Überschwemmungen, zumal jene vom Jahre 1830 und vom Jahre 1862 ver-

[1] Boden der Stadt Wien, S. 27 u. f.

ursachten weitgehende Verwüstungen und großes Elend unter der Bevölkerung. Durch das Gesetz vom 8. Februar 1869 wurde zunächst die Regulierung der Donau bei Wien von Nußdorf bis Fischamend beschlossen, und die durch ein Anlehen von 30 Millionen Gulden bedeckten Kosten zu gleichen Teilen vom Staate, dem Lande Niederösterreich und der Stadt Wien übernommen. Dabei entschied sich die Donauregulierungskommission in der Frage, ob das neu herzustellende, einheitliche Bett der Donau dem alten, von Wien abgewendeten Hauptarme folgen, oder näher an Wien herangerückt werden solle, für die letztere Lösung, welche allerdings größere technische Schwierigkeiten darbot, aber dadurch, daß sie die neue Donau in innige Verbindung mit den übrigen Verkehrsanlagen Wiens brachte, die größten Vorteile für die Entwicklung der Reichshauptstadt darbot. Die neue Donau bildet von Nußdorf bis Fischamend eine sanft nach rechts gekrümmte Kurve, welche den Strom näher an Wien heranbringt und ihm zugleich gestattet, sich gleichmäßig an das von ihm bevorzugte rechte Ufer anzulehnen. Auf der rechten Seite liegt auch das eigentliche Flußbett der neuen Donau von 285 *m* Breite, welches die gewöhnlichen Wasserstände aufzunehmen bestimmt ist, während sich auf der linken Seite ein weiterer, außen gegen das Marchfeld von einem mächtigen Inundationsdamm begrenzter Streifen von 475 *m* Breite befindet, welcher nur bei Hochwasser überflutet wird. Der neue Donaulauf fällt bei Nußdorf, bei Stadlau und wieder unterhalb des Weidenhaufens mit dem alten Stromlauf zusammen, es mußte also zwischen diesen drei Stellen das neue Bett durch zwei große Durchstiche hergestellt werden. Der obere Durchstich bei Wien wurde in der ganzen Breite des Profils und in der gesamten Länge von 6·638 *km* im Trockenen, hauptsächlich durch Dampfbaggermaschinen ausgehoben. Die ungeheure Erdarbeit, welche dieser Durchstich erforderte, mag danach beurteilt werden, daß für die Verführung der ausgehobenen 12,300.000 km^3 nicht weniger als 35 *km* Geleise in Verwendung kamen. Die Eröffnung dieses Durchstiches erfolgte im Jahre 1875 früher und rascher, als man geplant hatte. Man wollte in dem Sperrdamme eine kleine Lücke anlegen, um den mit Bruchsteinen beladenen Schiffen den Durchgang zu gewähren, da diese früher auf der alten Donau bis Stadlau fahren mußten, um dann im neuen Donaubette aufwärts bis zu jenen Stellen gezogen zu werden, an welchen ihre Last für den Steinbelag der Ufer nötig war. Als man jedoch den schmalen Durchlaß angelegt hatte, erzwang sich der gesamte Strom bei dem bedeutenden Gefälle, welches der jenseits des schützenden Sperrdammes bis 3 *m* Tiefe ausgebaggerte Durchstich bedingte, den Durchgang, der Damm wurde weggespült und die Donau nahm mit einem Schlage von dem für sie vorbereiteten Bette Besitz. Der untere Durchstich wurde nicht in seiner ganzen Breite ausgehoben — man beschränkte sich vielmehr darauf, längs dem rechtsseitigen Ufer eine entsprechende Wasserrinne anzulegen und überließ einen großen Teil der weiteren zur Herstellung des definitiven Bettes nötigen Arbeit dem Strome selbst, der entsprechend geleitet

und durch Baggerarbeiten unterstützt, auch die von ihm verlangte Beihilfe

Fig. 17.

leistete. Freilich wurde es dabei klar, daß die Regulierung der Donau, welche bei Wien begonnen wurde, auch weiter unterhalb fortgesetzt werden

mußte. Durch das Gesetz vom 6. Juni 1882 wurde denn auch diese Regulierung bis an die Grenzen Niederösterreichs ausgedehnt und auf ungarischem Boden, wo zwsichen Preßburg und Gönnyö sich die Folgen der österreichischen Donauregulierung durch unliebsame Häufung der Schotterbänke geltend machten, wurde die weitere Fortsetzung durch die ungarische Regierung in Angriff genommen.

Aber auch im neu regulierten Donaubette bei Wien zeigten sich bei dem starken Gefälle, der dadurch bedingten Stromgeschwindigkeit und reichlicher Geschiebeführung nicht unbedeutende Verlegungen des Stromstriches und der Schotterbänke. Im Bette des Durchstiches haben sich sehr rasch abwechselnd längs beider Ufer Geschiebebänke gebildet, welche nach J. Lorenz von Liburnau im Jahre 1876 die Lage und Größe wie in Figur *a* der nachstehenden Kartenskizze, nach weiteren fünf Jahren, im Herbste 1881 aber wie in Figur *b* zeigten. Bei Vergleichung beider Figuren erkennen wir, daß nicht alle diese Bänke in gleicher Wanderung begriffen sind. Die beiden ersten am rechten und am linken Ufer sind beinahe unverändert geblieben, die dritte ist um ungefähr 1 *km*, also durchschnittlich um nicht ganz 200 *m* im Jahre abwärts gewandert und die folgenden haben nicht bloß ihre Lage, sondern insbesondere auch ihre Gestalt und Größe wesentlich geändert.

Schon bei der Donauregulierung wurde der Wiener Donaukanal durch die Errichtung des Nußdorfer Sperrschiffes gegen das Eindringen von Eismassen geschützt – seither hat im Anschlusse an die übrigen Verkehrsanlagen Wiens die Umgestaltung dieses Kanales in einen großartigen Flußhafen stattgefunden.

Durch die Donauregulierung wurde aber nicht bloß dem unregelmäßigen Laufe der Donau und den Verwüstungen derselben ein Ziel gesetzt, sondern auch der eigenartige Reiz, welcher den im Urzustand befindlichen Donauauen inne wohnte, teils vernichtet, teils wenigstens arg geschmälert. „Die niederösterreichischen Donauauen" — schrieb Kronprinz Rudolf — sind eine Welt für sich und wer nur die Wälder und Gebirge sowie die Ebenen dieses Landes kennt, ahnt nicht, daß in unmittelbarer Nähe der Weltstadt eine noch recht einsame und ganz für sich allein charakteristische Wildnis besteht. Ungarn und die unteren Donaugebiete haben noch größere, noch urwüchsigere Augebiete, die im allgemeinen mit den niederösterreichischen Donauauen in vielen Beziehungen übereinstimmen, aber die Mannigfaltigkeit der Vegetation ist hier eine größere, weil gerade die Gegenden des Wiener Beckens durch das Aneinandergrenzen der pontischen, der alpinen und der baltischen Flora so reich an Arten sind. Und die Tierwelt ist nicht geringer vertreten und nicht weniger anziehend durch ihr noch unbehindertes Treiben in diesen großen Wald- und Flußrevieren, die zur Heerstraße dienen für allerhand Zugwild und zum Schutze der einheimischen Gattungen." [1]) In der

[1]) „Die Donauauen von Wien bis zur ungarischen Grenze" im Bande Niederösterreich des Werkes: Die österr.-ungar. Monarchie in Wort und Bild, 1888, S. 97—122.

unmittelbaren Umgebung von Wien hat nun dieser Urzustand, der noch vor wenigen Jahrzehnten auch hier in voller Pracht bestand, hauptsächlich in Folge der Donauregulierung den sich ausbreitenden Siedelungen und Verkehrsanlagen Platz machen müssen. Die ganze Ufergegend an der neuen Donau bedeckte sich mit Häusern, Dampfschifflandungsplätzen, Bahnhöfen, Brücken, Weg- und Geleiseanlagen und die Auen verschwanden fast gänzlich. Auch der Prater, der vordem nur von wenigen Alleen und Wegen durchzogen, eine fast im Urzustande befindliche, mit reichem Hochwildstande besetzte Au darstellte, ist heute eine im Umfang sehr zusammengeschrumpfte Parkanlage, in welcher nur die alten Bäume und einzelne an den Wasserarmen künstlich erhaltene Reste der alten Auvegetation an die frühere Herrlichkeit erinnern. Weiter stromabwärts aber sind, wenngleich durch die Regulierung und die mit ihr fortschreitende Nutzbarmachung des Bodens arg geschmälert, noch manche Reste derselben vorhanden. Die Bewohner der Ufergegenden der Donau trennen, wie Kronprinz Rudolf hervorhebt, die Augebiete in zwei große Gruppen, in die sogenannten „Harte Auen“ und in die „Haufen“. Diese Unterscheidung ist wohl begründet, denn die den Einflüssen des Stromes unmittelbar ausgesetzten Haufen oder Inseln tragen in ihrer Vegetation und ihrem landschaftlichen Gepräge ganz andere Züge als die sogenannte „Harte Aue“, die man besser als Festlands-Aue bezeichnen könnte. Als Beispiel einer solchen harten Au, an welchen das linke Donauufer viel reicher ist, als das rechte, schildert der erlauchte Verfasser die große Lobau, in welcher Tier- und Pflanzenwelt mehr den Charakter eines Übergangsgebietes zeigen und der wilde urwüchsige Typus der einsamen Insel fehlt. Als den für den Forscher und Naturfreund interessantesten Teil des Gebietes der Donauauen bezeichnet er die großen Inseln oder Haufen, welche zwischen der Lobau und den Albern-Mannswörtherauen beginnen und bis hinab gegenüber von Fischamend einerseits und Schönau andererseits reichen: „Die ganzen Inseln sind in malerischester Abwechslung ein Gemenge von hochstämmigen herrlichen Beständen, dichten Stangenhölzern mit wild überwucherndem Unterwuchs, undurchdringlichen Dickungen von mit Lianengewächsen verbundenen Bäumen, kleinen Wiesen, weiten übermannshohen Schilf- und Rohrwänden, hohen brüchigen Lehmufern, sandigen Flächen, lehmigfeuchten Stellen, Sumpf- und Riedgründen, weiten Schotterbänken, breiten Wasserarmen, kleinen bachartigen Rinnsalen, quellenförmig aufsprudelnden Lachen, mit breitblätterigen Wasserblumen überdeckten Tümpeln und mit Weidenanflug überzogenen Dünen — dies alles mischt sich untereinander in bunter Unordnung und gibt ein Bild urwüchsiger Wildnis, das gewiß niemand in unmittelbarer Nähe einer Weltstadt vermuten würde.“ Wir müssen es uns versagen, der lebendigen und farbenprächtigen Schilderung des in dieser Wildnis hausenden Lebens zu folgen, welche der Schöpfer des Werkes „Die österreichisch-ungarische Monarchie in Wort und Bild“ in demselben niedergelegt hat und in welcher er einen Urzustand darstellt, der heute nur mehr im stark geschmälerten

Umfange besteht und voraussichtlich in wenigen Dezennien der alles nivellierenden Kultur zum Opfer fallen wird.

XI. Abschnitt.

Der Boden von Wien.

„Keine Stadt Europas" — sagt E. Suess — „besitzt eine so eigentümliche, ihr ihre Rolle in der Geschichte menschlicher Kultur so scharf vorzeichnende Lage als Wien. Ein mächtiger Gebirgszug, die Alpen mit den Karpaten, durchzieht unseren Weltteil und scheidet ihn in zwei Hälften, eine nordwestliche und eine südöstliche. An einer einzigen Stelle ist diese große Scheidewand der Völker unterbrochen, an einer einzigen Stelle verkehrt der Osten frei mit dem Westen und führt ein großer Strom die an dem Nordgehänge der Alpen gesammelten Wässer in die Niederungen des Ostens hinab — an dieser einen Stelle liegt Wien. Hier mußte zur Zeit der Osmanenkriege die Barbarei des Ostens ihre Grenze finden; von hier aus muß die Gesittung des Westens gegen Osten gehen."[1]

Betrachten wir die Lage Wiens, ohne näher auf den geologischen Bau und die Bildungsgeschichte der Umgebung einzugehen, so können wir uns leicht zu dem Ausspruche veranlaßt finden, daß Wien zwischen den Karpaten und den Alpen liege. Ein solcher Ausspruch wäre jedoch voreilig und bei genauer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse sehen wir vielmehr, daß Wien nicht zwischen zwei selbständigen Gebirgszügen liegt, sondern in einem Einbruch der Alpen. Die Ostalpen zeigen uns eine Reihe von regelmäßigen, im allgemeinen von West nach Ost streichenden Zonen, welche von der Schweiz bis in das in Rede stehende Gebiet sich erstrecken. Die Anordnung dieser Zonen vom Nordfuße der Alpen nach innen ist die folgende: Nördliche Sandsteinzone (oder Flyschzone), nördliche Kalkzone, nördliche Grauwacken- oder Schieferzone, kristallinische oder Zentralzone. Darauf, daß südlich weitere Zonen folgen, in denen man seinerzeit einen symmetrischen Aufbau der Alpen erkennen wollte, während man heute den einseitigen Bau der einzelnen Elemente, welche das Kettengebirge bilden, erkannt hat, haben wir an dieser Stelle nicht weiter einzugehen. Uns interessiert nur, daß in der Gegend von Wien die nördlichen alpinen Zonen, welche so regelmäßig aus der Schweiz nach Osten streichen, plötzlich abgeschnitten sind durch eine lange, fast gerade Bruchlinie, welche in der Gegend von Gloggnitz beginnt und sich weit über das Weichbild von Wien hinaus erstreckt. Wer mit der Südbahn von Wien gegen Neustadt fährt, hat zu seiner Linken die mit jüngeren Ablagerungen erfüllte Niederung, zu seiner Rechten die am Fuße und an den niedrigeren Teilen zunächst mit Weingärten, höher hinan mit Wald bekleideten Gehänge, welche die Bruchlinie bezeichnen, die über-

[1] E. Suess, Der Boden der Stadt Wien. 1862. S. 16.

dies eine Reihe von warmen Quellen aufweist, so daß SUESS geradezu von einer Thermenlinie spricht, die den Westrand der inneralpinen Niederung von Wien begleitet, während er die Bruchlinie selbst als Thermalspalte bezeichnet.[1] Der Abbruch der Ostalpen läuft von Gloggnitz und Neunkirchen über Baden und Wien, er schneidet die Sandsteinzone unter einem so spitzen Winkel, daß gerade noch jenseits der Donau ein Ausläufer in den Höhen des Bisamberges sichtbar bleibt. Diesen plötzlichen Abbruch nennt SUESS den hervorragendsten, charakteristischen Zug in der Struktur des naheliegenden Gebirges, mit dem alle weitere Gestaltung des Reliefs des Landes, sein landschaftlicher und wirtschaftlicher Charakter und ein großer Teil seiner politischen Geschicke in Verbindung stehen, indem dadurch jene einzige Unterbrechung in dem Europa teilenden Gebirgszuge der Alpen und Karpaten geschaffen wurde, welcher Wien seine Bedeutung als Weltstadt verdankt. Die Linie oder Spalte, auf welcher die Thermalvorkommnisse von Mödling, Baden, Vöslau, Fischau, Brunn u. s. w. stehen, fällt mit der Bruchlinie der Alpen zusammen. Wie SUESS hervorhebt, deutet der Umstand, daß diese Quellen nur auf jener Strecke der Bruchlinie auftreten, welche der Kalkzone entspricht, aber längs der abgebrochenen Sandsteinzone nicht zu treffen sind, unmittelbar darauf hin, daß die großen Wassermengen, welche aus dem Fuße der Kalkberge austreten, auf ihre Speisung Einfluß nehmen. Die Ausfüllung der Niederung mit undurchlässigen Ablagerungen — Tegel — bewirkt ein Aufstauen des Wassers in dem durch seine Klüftung durchlässigen Kalkgestein — sie begünstigt demzufolge auch das Hervortreten kräftiger Quellen an der Bruchlinie. Dann sind aber — worauf bereits SUESS aufmerksam macht — die Störungslinien und Spalten im Kalkgebirge selbst für die Lage und Ergiebigkeit der Thermen von Bedeutung. Die Thermen liegen in einigen Fällen genau dort, wo die Bruchlinien im Gebirge die Thermalspalte treffen. In diesen Fällen steigen die Thermen gleichsam auf der Kreuzungsstelle der beiden Spalten herauf.[2] Auch BITTNER hat auf diese Beziehungen der Thermen zu den tektonischen Linien der Kalkzone hingewiesen. Es ist nicht zu verkennen, daß die bedeutendsten gerade an jenen Stellen liegen, an welchen die Thermenlinie von nordwestlich verlaufenden Querstörungen getroffen wird: „so verhalten sich die Thermen von Fischau und Brunn in ähnlicher Weise zu der Kamplinie wie diejenigen von Vöslau und Baden zu den großen Querbrüchen, welche die schmale, in die Höhe gepreßte Masse des Hohen Lindkogels zu beiden Seiten begrenzen."[3] Die Kamplinie, deren Bedeutung für die niederösterreichischen Erdbeben SUESS durch Untersuchung der Erschütterung vom 3. Jänner 1873 nachwies, die von derselben Stoßlinie ausging wie das verheerende Beben vom 15.

---

[1] Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien, 1864, S. 69.

[2] SUESS im oben angeführten Berichte, S. 109.

[3] A. BITTNER, Die geologischen Verhältnisse von Hernstein, S. 309.

und 16. September 1590,[1]) fällt, wie Bittner gezeigt hat, mit auffallenden Nord 15° West streichenden Störungen zusammen, welche die höheren Bergzüge: die Wand, die Mandlingzüge, die Dolomitkette des Waxenecks an der von tertiären Bildungen erfüllten Depression an der unteren Triesting abschneiden. Aber auch die Thermallinie selbst steht mit den Beben in einem gewissen Zusammenhange, wie Suess gezeigt hat: „Auf der Thermenlinie, an der Stelle, an welcher sie von der Kamplinie gekreuzt wird, bei den Thermen von Brunn, traf der Hauptstoß des großen Erdbebens vom 27. Februar 1768 ein. Etwas nördlich davon, in der Richtung der Thermenlinie, liegt Wöllersdorf, wo man schon zwei Tage früher ein unterirdisches Getöse wahrgenommen haben wollte. Weiterhin folgt auf derselben Linie die merkwürdige Stelle, an welcher am 23. April 1626 aus der erbebenden Erde zum ersten Male der „heilsame Brunnen" emporstieg. Hierauf folgt Leobersdorf, welches im Jahre 1763 eine sehr heftige, aber wie es scheint ganz lokale, wenn auch vielleicht mit einem ungarischen Erdbeben gleichzeitige Erschütterung erlitt. Das Erdbeben von 1768 hat bei Enzesfeld und Baden eine Vermehrung von Quellen gezeigt; bei Gainfahrn wurde stets die Fortpflanzung von Süd gegen Nord deutlich beobachtet. Weiter gegen Nord sind auf der Thermenlinie selbständige Maximalpunkte von Erdbeben nicht bekannt." Wien selbst wird von Suess nicht als habitueller Ausgangspunkt von Erdbeben betrachtet, doch mögen sich häufig aus dem Süden kommende Erschütterungen längs der Thermenlinie nach Wien fortpflanzen und dort lebhaft empfunden werden. Der Ort, welcher in Niederösterreich häufiger als irgend ein anderer von Erdbeben heimgesucht wird, Wiener-Neustadt, liegt nahe jener Stelle, an welcher, wie schon früher bemerkt, Thermalspalte und Kamplinie zusammentreffen, er liegt aber auch in der Verlängerung einer aus Steiermark in ONO-Richtung hereinstreichenden bedeutsamen Schütterzone, der Mürzlinie, welche, wie Suess gezeigt hat, sowohl auf der steirischen Seite häufige Erschütterungen aufzuweisen hat, als auch über den Semmering, nach Schottwien und Gloggnitz verfolgt werden kann.

Die nördliche Fortsetzung der Thermenlinie von Wien hat J. Knett erörtert[2]) und gezeigt, daß ebenso wie die Linie Winzendorf—Baden—Meidling auch die Thermenlinie am östlichen Rande des Wiener Beckens, welche in den warmen Quellen am Westfuße des Leithagebirges bei Ungarisch-Brodersdorf und Mannersdorf sowie in der am Rande der Hundsheimer Berge bei Deutsch-Altenburg auftretenden, schon den Römern bekannten Therme sich manifestiert, auch nördlich der Donau verfolgt werden könne. Wie die westliche so steht auch die östliche Thermenlinie am

[1]) E. Suess. Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien. 33. Bd., 1873.

[2]) J. Knett. Vorläufige Mitteilung über die Fortsetzung der „Wiener Thermenlinie" (Winzendorf—Baden—Meidling) nach Nord. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1901, S. 244 bis 248.

Rande der inneralpinen Niederung von Wien in Zusammenhang mit manchen in neuerer Zeit beobachteten lokalen Erderschütterungen; es scheint auch, daß im Senkungsfelde selbst mehrfache Brüche vorhanden sind, welche sich als Erdbebenlinien betätigen.[1]) J. Knett faßt die häufigen, mit höherer oder niedrigerer Temperatur zu Tage tretenden Schwefelquellen des ganzen Gebietes als Solfataren auf und befindet sich diesbezüglich in Übereinstimmung mit E. Suess, welcher seinerzeit im Wasserversorgungsberichte der Stadt Wien den Schwefelgehalt der Quellen von Baden allerdings in anderer Weise zu erklären versuchte, ausgehend von dem Umstande, daß auf ein und derselben Thermenlinie sehr reine Thermen, wie jene von Vöslau, nahe bei solchen stehen, welche einen hohen Gehalt an Schwefelverbindungen, zumal Gips und Schwefelwasserstoff aufweisen. In Übereinstimmung mit älteren Darstellungen nahm Suess an, daß der Schwefelgehalt der Badener Thermen einem Gipslager der Triasformation entnommen sei, da solche Lager in der Tat im Gebirge nächst Baden vorkommen. Später aber äußerte sich Suess gegen diese Ansicht, nicht so sehr ausgehend von der Schwierigkeit, welche darin liegt, die fortdauernde Erzeugung so großer Mengen von Schwefelwasserstoff aus einem Gipslager zu erklären, was die Erzeugung ungeheurer Hohlräume durch die Thermen voraussetzen würde, als auf Grund anderer Erwägungen. Sowie die Analogie der Kohlensäuerlinge und der Mofetten vulkanischer Gegenden oft hervorgehoben und allgemein anerkannt worden sei, seien wohl die meisten der schwefelreichen Quellen als wahre Solfataren anzusehen: „Was in dem vorliegenden Falle ganz besonders für diese Auffassung spricht, ist der Umstand, daß bereits an mehreren Stellen des Randes der Ebene von Neustadt, und zwar auch an der östlichen Seite, wo eine Einfassung durch Thermen doch nur in sehr untergeordneter Weise angedeutet ist, zu wiederholten Malen Stellen im Leithakalke aufgefunden worden sind, an welchen die unregelmäßigen Poren des Gesteins mit reinem Schwefel ausgefüllt sind. Solche Stücke kommen z. B. in Sommerein und am Kaisersteinbruch bei Bruck a. d. Leitha vor, wo nach dem Baue des Untergrundes weit und breit von einem Gipslager keine Rede sein kann. Der Schwefel ist ohne Zweifel jünger als die Nulliporenbildung und füllt, wie gesagt, die Zwischenräume derselben aus. Ich meine daher, daß es ratsamer ist, vorauszusetzen, daß die Solfatarenerscheinung am Rande dieses Teiles der Niederung früher eine ausgebreitetere war und daß die Thermen von Baden heute noch einen letzten Rest derselben darstellen, etwa so wie die Säuerlinge als Spuren der Mofettenbildung anzusehen sind.“[2]) An anderer Stelle[3]) hat E. Suess die drei Einsenkungen besprochen, welche den Hauptstamm der Alpen im Osten begrenzen: die von Thermenlinien begleitete

[1]) J. Knett, Neue Erdbebenlinien Niederösterreichs. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1901, S. 266—271.

[2]) Schreiben von E. Suess an F. Karrer; abgedruckt in dessen Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung, S. 207—216.

[3]) Antlitz der Erde, I, S. 177.

Niederung von Wien, den kleinen Einbruch von Landsee mit den Basalten von Kobersdorf und Pullendorf und die von ausgedehnten vulkanischen Bildungen besetzte Grazer Bucht. Der Zusammenhang aller dieser Senkungen verrät sich durch den Umstand, daß es dieselben Glieder der mittleren Tertiärablagerungen sind, welche sich von Wien bis zum Bacher an die Bruchränder schmiegen. Während Ablagerungen der ersten Mediterranstufe sowohl am Rande der böhmischen Masse bei Eggenburg und Horn wie südlich vom Bacher entwickelt sind, konnten sie noch niemals im Gebiete der drei Senkungen gefunden werden. Das älteste Glied, welches innerhalb derselben erscheint, ist der braunkohlenführende Horizont von Pitten und Eibiswald, welcher von den Meeresablagerungen mit *Cerithium bidentatum* und *Cerithium Duboisi* überlagert wird. Aber auch die Thermalerscheinungen am Rande der inneralpinen Niederung von Wien und die eruptiven Bildungen der Grazer Bucht wie des Einbruches von Landsee weisen auf den Zusammenhang der drei Senkungen hin, nicht weniger auch die Erdbeben, welche diese Senkungen als habituelle Schüttergebiete erkennen lassen.

Betrachten wir das Herantreten der einzelnen Zonen der Alpen an die Niederung von Wien, so sehen wir, daß archäische Gesteine die Höhen des Wechsels bilden, die Grauwackenzone setzt den Semmering und den vorderen Teil des Tales von Reichenau zusammen, die breite Kalkzone nimmt den ganzen Raum von hier über Enzesfeld, Vöslau, Baden bis Mauer ein, ihr fallen auch die isolierten Hügel um die Einsiedelei bei Ober—St. Veit zu (wenn man dieselben nicht als „Klippen" im Gebiete der nächsten Zone betrachten will), die Sandsteinzone bildet die waldigen Höhen vom kaiserlichen Tiergarten bis zum Leopoldsberge. Wir erkennen aber unschwer die Fortsetzung der einzelnen Zonen in nordöstlicher Richtung. Der Bau und die Zusammensetzung des Rosaliengebirges lassen dasselbe als eine nach Nordost gerichtete Fortsetzung der Zentralkette erkennen, es reihen sich daran die inselartig aus den umgebenden tertiären Ablagerungen hervortretenden, aus kristallinischen Gesteinen bestehenden Höhen zwischen Margarethen und dem Neusiedler See, das Leithagebirge, die Osthälfte der Berge von Hainburg und jenseits der Donau von Preßburg an, bilden kristallinische Gesteine wieder einen zusammenhängenden Höhenzug, der zu den Kleinen Karpaten gehört und demnach durch zwischenliegende Höhen aus archäischen Gesteinen innig mit der alpinen Zentralzone verknüpft ist. An dem Westrande dieser Höhen tauchen an mehreren Stellen bei Pitten und bei Frohsdorf, an einigen Stellen im Leithagebirge Teile der Grauwackenzone auf und in den Hundsheimer Bergen bei Hainburg finden wir eine größere Partie hieher gehöriger Gesteine, welche dann jenseits der Donau von der Marchmündung an wieder einen zusammenhängenden Zug bilden, der sich an die kristallinische Zone der Kleinen Karpaten anschließt. Die Thermen von Deutsch-Altenburg bekunden, daß auch auf dieser Seite des Einbruches von Wien Dislokationen vorhanden sind, welche warmem Wasser die Möglichkeit des Emporsteigens an die Erdoberfläche darbieten. Die

Kalkzone bricht am steilsten ab und die landschaftlichen Kontraste, welche die westliche Umrandung der inneralpinen Niederung von Wien beleben, sind zumal dem steilen Abbruch dieser Zone zuzuschreiben. Mit dem früher erwähnten Vorkommen von St. Veit und Speising endet das Auftreten mesozoischer Kalke, sie erscheinen erst jenseits der Niederung bei Mariathal nächst Stampfen wieder. Die Sandsteinzone wird von der Bruchlinie sehr schräge getroffen. Die Ostgehänge des Bisamberges und isolierter Sandsteinkuppen, welche sich bis Niederkreuzstätten hinziehen, fallen mit der Fortsetzung der großen Bruchlinie zusammen und es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß sich dieselbe in der Tat von Gloggnitz bis über Niederkreuzstätten hinaus verfolgen läßt. Die Karpaten bilden die unmittelbare Fortsetzung der nördlichen Zonen der Alpen, in welche aber längs jener nun erwähnten gewaltigen Bruchlinie ein ausgedehnter Einsturz erfolgte, welcher zumeist die Kalkzone betroffen hat. Wien liegt also, wie Suess hervorhebt, nicht zwischen zwei selbständigen Gebirgszügen, sondern mitten in den Alpen selbst zwischen der Zentralzone und der Grauwackenzone einerseits und der Sandsteinzone anderseits, unmittelbar auf dem Gebiete der eingesunkenen Kalksteinzone. Die Geschichte der Tertiärablagerungen gestattet uns, den Zeitpunkt zu bestimmen, in welchem dieser große Einbruch, ein Naturereignis von überwältigender Großartigkeit, die Lücke in die große Gebirgsscheide Europas riß und die physischen Eigentümlichkeiten schuf, welche der Donau ihren Lauf, der Stadt Wien aber ihre kulturhistorische Mission vorschreiben. Wir haben bei Gelegenheit der Erörterung der ersten und zweiten Mediterranstufe gesehen, daß die Ablagerungen der ersten (wenn wir von dem eine größere Verbreitung gewinnenden Schlier absehen) auf die außeralpine Niederung beschränkt bleiben, jene der zweiten Stufe aber, welche Depéret treffend „Vindobonien" nennt, in das inneralpine Becken eindringen. Es ist also der Einbruch an die Grenze der beiden Mediterranstufen zu setzen. Vor dem Eintritt des Meeres der zweiten Mediterranstufe aber fanden im inneralpinen Becken noch Süßwasserablagerungen statt, als deren Spuren uns vereinzelte Braunkohlenvorkommnisse entgegentreten. Im Hangenden derselben finden sich zunächst die teilweise ein brackisches Gepräge aufweisenden „Grunder Schichten". Verbreiteter als diese sind die mannigfachen Faziesgebilde der höheren Abteilung des „Vindobonien", der Leithakalkstufe. Die Spuren des Strandes dieses Meeres finden sich an den Rändern der inneralpinen Niederung von Wien in Seehöhen von 420 bis 430 *m*. Das Niveau der Spitze des Stephansturmes blieb also fast 100 *m* unter dem Spiegel des damaligen Meeres. Dem Vindobonien mit seiner überreichen Meeresfauna, welche nach den bathymetrischen Verhältnissen und den lokalen Bedingungen mannigfache Vergesellschaftungen aufwies, folgte zuerst das sarmatische Binnenmeer, welches gleichfalls mächtige Ablagerungen zurückließ, die durch die eigenartige, verarmte Conchylienfauna gekennzeichnet wurden, hierauf die Süßwasserablagerungen der pontischen und levantinischen Stufe, von welchen zumal

die erste in den mächtigen Congerientegeln der Inzersdorfer Schichten sowie in der fluviatilen Ablagerung des Belvedereschotters weitere erhebliche Beiträge zur Beckenausfüllung leistete. Nur untergeordnet war in diesem Sinne die levantinische Stufe beteiligt, während die jüngeren Ablagerungen des Eiszeitalters, zumal die Bildung des Lößes, dann die seither zur Ablagerung gelangten Anschwemmungen wieder von etwas größerer Bedeutung sind.

Das nachstehende Idealprofil gibt eine annähernde Vorstellung von der Auffüllung des Einbruches von Wien durch die jungtertiären, diluvialen und alluvialen Bildungen, wobei allerdings die reichlich vorhandenen Störungen der Unterlage und der Ausfüllungsmassen keinerlei Berücksichtigung fanden. Hinsichtlich der ersteren mag bemerkt sein, daß wir unter den tertiären Ablagerungen die mesozoischen alpinen Bildungen jedenfalls mit ähnlichen Störungen und kompliziertem Relief erwarten wie es der von dem Einbruch verschont gebliebene Teil des Gebirges aufweist. Es ist schwer zu sagen, wie tief die abgesunkenen Teile gerade unter dem Weich-

Fig. 18. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien.
Kr kristallinische Gesteine des Leithagebirges. *WS* Wiener Sandstein, I. zweite Mediterran-Stufe: *a* Conglomerat, *b* Leithakalk, *c* mariner Sand und Tegel, II. sarmatische Stufe, III. brackische und Süßwasserstufe (pontische und thrakische Ablagerungen).

bilde von Wien liegen. Mehrfache, zur Gewinnung artesischen Wassers abgeteufte Bohrungen, auf die wir unten noch zurückzukommen haben, wie jene am Getreidemarkt und Staatsbahnhof, reichen trotz ziemlicher Tiefe nur in die Ablagerungen der sarmatischen Stufe. Im Berichte der Wasserversorgungskommission bemerkt E. Suess bei Erörterung der Chancen der Herstellung artesischer Brunnen im Weichbilde von Wien über das Abschneiden der Kalksteinzone und der Sandsteinzone an der Thermenlinie: „Diese Verwerfungslinie schneidet unter spitzem Winkel das Streichen des Gebirges und tritt in der Nähe von Wien aus dem Gebiete der Kalksteinzone in jenes der Sandsteinzone. Das isolierte Auftauchen einer Kuppe von Alpenkalkstein nächst Ober—St. Veit verrät den Verlauf der Grenzlinie dieser beiden Zonen, welche zwischen die Einsiedelei und den kaiserlichen Tiergarten fällt und beweist zugleich, daß jenes Stück der eingesunkenen Alpenkette, auf welchem Wien erbaut ist, aller Wahrscheinlichkeit nach bereits der Kalksteinzone angehört. Wie tief aber unter Wien diese Kalksteinmassen liegen, wie groß die Mächtigkeit der jüngeren tertiären Anschwemmungen sei, welche die Stadt von den begrabenen Trümmern des Hochgebirges trennen, darüber ist im Augenblick auch nicht einmal eine

Vermutung gestattet und man weiß nur, daß selbst unsere tiefsten Bohrungen wahrscheinlich noch sehr weit von ihnen entfernt sind." Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Grenze zwischen Flysch- und Kalkzone etwas südlicher zu ziehen ist — da die Jurabildungen von Ober—St. Veit wahrscheinlich als „Klippen" zu betrachten sind, auf deren tektonische Bedeutung hier nicht weiter eingegangen werden soll — dann würde der Untergrund von Wien nicht der Kalksteinzone, sondern der Flyschzone zufallen, und die Wahrscheinlichkeit, durch eine tiefe, die Gesamtheit der tertiären Ablagerungen durchfahrende Bohrung größere Mengen artesischen Wassers zu gewinnen, eine noch erheblich geringere sein, als sie den Darlegungen von E. Suess im mehrerwähnten Berichte entsprechend, ohnedies von Haus aus keine sehr große ist. Suess macht zunächst auf die Schwierigkeiten aufmerksam, welche die Durchbohrung einer großen Masse von plastischem Ton von unbekannter Mächtigkeit darbieten würde. Unter dem Ton dürfte eine Breccie oder sonstige Schutt- und Gerölllage vorhanden sein, welche den Alpenkalk von den tertiären Lagern trennt, es läßt sich jedoch weder über die Mächtigkeit noch über die Beschaffenheit eines solchen Zwischengliedes etwas Näheres sagen, als daß es entweder fest, oder aber, wenn die einzelnen Bestandteile lose sind, so sehr mit plastischem Ton durchzogen sein wird, daß auf eine Wasserführung desselben nicht mit Sicherheit zu rechnen ist. Der darunterfolgende Kalkstein hingegen wird wasserführend sein und man dürfe aufsteigendes, und zwar heißes Wasser erwarten: eine Therme, wie sie in Baden oder Vöslau von der Natur selbst hergestellt ist, über deren chemische Beschaffenheit aber sich keine Vermutung aussprechen lasse. Wohl aber warnt Suess davor, die mutmaßliche Reichhaltigkeit eines solchen artesischen Brunnens zu überschätzen, da das Aufsaugungsgebiet auf eigentümliche Weise beschränkt sei. Die Speisung würde nämlich nur von jenem Teil der Alpen erfolgen, welcher innerhalb der Thermenlinie und der zunächstliegenden Bruchlinien liegt, also aus einem ziemlich beschränkten Gebiet. Es hänge ferner die zu erwartende Wasserlieferung davon ab, ob man offene Klüfte von größeren Dimensionen anfahren würde, und man müßte sich vielleicht von vornherein entschließen, ein gutes Stück in den Kalk selbst hinabzubohren, um eine größere Anzahl von Klüften zu durchschneiden. Schließlich macht Suess darauf aufmerksam, daß es leicht möglich sei, daß die von Altenmarkt an vereinigten Bruchlinien von Guttenstein und Lehenrott unmittelbar unter der Stadt Wien fortziehen. Infolgedessen könnte die Bohrung deshalb ein mißliches Ergebnis haben, weil man entweder unmittelbar nachdem eine große Mächtigkeit von blauem Ton durchfahren wurde, oder nachdem man unter demselben noch eine Masse von Felstrümmern und Tegel angetroffen hätte, ohne auf den eigentlichen Kalkstein zu stoßen, mit dem Bohrer den Werfener Schiefer erreichen würde.[1] Ungleich ungünstiger

[1] Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien, 1864, S. 219.

wäre die Sachlage aber, wenn die Unterlage der tertiären Straten unter Wien nicht aus den Gesteinen der Kalkzone, sondern aus denjenigen der Sandsteinzone bestehen würde, was wie oben bemerkt, nicht ganz unwahrscheinlich ist. Die Wasserversorgungskommission hat schließlich noch darauf hingewiesen, daß ebenso wie in Paris die wasserführende Schicht, welche die Bohrungen von Passy und Grenelle speist, nicht Privateigentum der Stadt sei und jeder einzelne Bewohner ebenso wie die Kommune das Recht habe, ein Bohrloch niederzustoßen, gleiches auch für Wien gelte. Sie hat die möglichen Folgen erörtert, welche nach Herstellung eines mit großen Kosten von der Kommune ausgeführten artesischen Brunnens dadurch eintreten können, daß durch Private oder Aktiengesellschaften gleichfalls, und zwar an tiefer liegenden Stellen Brunnen abgeteuft würden und noch eine Reihe anderer Bedenken dagegen geltend gemacht, daß die Wasserversorgung Wiens durch Tiefbohrungen in Aussicht genommen werde. Seither ist nun diese Wasserversorgung durch Herstellung der Kaiser Franz Josef-Hochquellenleitung, welche zunächst den Kaiserbrunnen und die Stixensteiner Quelle nutzbar machte, dann durch Einleitung weiterer Hochquellen durchgeführt worden, und um dem steigenden Wasserbedarf der anwachsenden Großstadt zu entsprechen, werden in Zukunft auch auf steirischem Boden entspringende Quellen nach Wien geleitet werden. Es geschieht also zunächst nicht zum Zwecke der Wasserversorgung der Stadt Wien, für welche die Herbeiziehung des Hochquellenwassers ungleich vorteilhafter ist, sondern zunächst nur im Interesse einer wissenschaftlichen Untersuchung des Untergrundes der Stadt, wenn die Anlage einer bis in die versunkene Scholle des Alpengebirges hinabreichende Tiefbohrung in oder bei Wien befürwortet wird. Es ist aber leicht möglich, daß eine solche Bohrung auch ein für technische Zwecke unmittelbar vorteilhaftes Nebenergebnis liefern würde. Im norddeutschen Flachlande hat man die Untersuchung des Untergrundes durch sehr zahlreiche, tiefgehende Sondierungen auf Staatskosten vorgenommen, welche Bohrungen zunächst nur wissenschaftliches Interesse hatten, dann aber auch vielfach technische Bedeutung erlangten. Auch in unserem Falle würde die Tiefbohrung zunächst nur zum Zwecke wissenschaftlicher Forschung auszuführen sein, wenn sie daneben auch ein praktisches Resultat haben sollte und etwa wasserführende Straten von solcher Ergiebigkeit erschließen würde, daß eine große Menge von Thermalwasser zu Tage käme, so wäre ein solches Nebenresultat gewiß mit Freude zu begrüßen.

Wie oben bemerkt, ist das Relief der unter der inneralpinen Niederung versunkenen alpinen Scholle gewiß ein recht mannigfaches, mit ähnlichen Unebenheiten, wie sie die Oberfläche des stehengebliebenen Teiles des Alpengebirges aufweist. Die Auflagerung der tertiären Ausfüllungsmassen muß daher vielfach eine ziemlich unregelmäßige gewesen sein und erst nach Nivellierung der größten Ungleichheiten des früheren Reliefs konnte eine gleichförmigere Lagerung Platz greifen. Dieselbe mußte aber durch verschiedene

Umstände größere und kleinere Störungen erfahren, erstlich deshalb, weil — wie wir in früheren Abschnitten zu sehen Gelegenheit hatten — die einzelnen aufeinanderfolgenden tertiären Phasen: die zweite Mediterranstufe, die sarmatische und die pontische Stufe jeweilig recht verschiedene und auch verschieden mächtige Ablagerungen in den seichteren und tieferen Teilen erzeugte, zweitens, weil diese Ablagerungen seit ihrer Bildung mehr oder weniger gestört worden sind. Es zeigen sich zumal an den Rändern die Ausfüllungsmassen keineswegs in jener ruhigen Lagerung, die ihrer ursprünglichen Bildung entsprechen würde, sondern vielmehr stets mehr oder minder disloziert. Das ist keineswegs späteren gebirgsbildenden Bewegungen, Schichtaufrichtungen — oder auch nur einer weiteren ungleichförmigen Abwärtsbewegung der gesenkten Scholle des Untergrundes zuzuschreiben, wie es etwa bei flüchtiger Betrachtung des nachstehenden Profils des Wiener Beckens scheinen möchte, das etwas weniger schematisiert ist als das erste,

Das Becken von Wien.

Fig. 19. Profil der Westhälfte des Wiener Beckens.
Nach Karrer.

oben betrachtete, aber schon wegen seines kleinen Maßstabes die eigenartige Natur der Randstörungen in der Beckenausfüllung nicht genau erkennen lassen kann, jedoch im ganzen eine Vorstellung von demselben gibt. In der inneralpinen Niederung von Wien sehen wir die geologisch ältesten Ausfüllungsmassen: die Ablagerungen des „Vindobonien“ oder der zweiten Mediterranstufe ringsum am Rande des Beckens zu Tage treten, einen zweiten, nach innen gelegenen und weniger ausgedehnten, zugleich etwas tiefer gelegenen Ring bilden die Ablagerungen der sarmatischen Stufe und den mittelsten Teil, den kleinsten Flächenraum nehmen die jüngsten Bildungen der pontischen Stufe ein. Man könnte zu der Ansicht kommen, daß diese räumliche Verteilung dadurch verursacht worden ist, daß der Wasserspiegel zur mediterranen Zeit am höchsten gestanden sei, sich zur sarmatischen Zeit gesenkt habe und einen noch niedrigeren Stand zur pontischen Zeit eingenommen habe. Wie aber bei Diskussion der pontischen Ablagerungen in der Nähe des Eichkogels bei Mödling gezeigt wurde, ist dies keineswegs der Fall, wir sehen vielmehr dort die pontischen

Ablagerungen transgredierend auf den mesozoischen Kalken ruhen. Es ist also, wie Th. Fuchs hervorgehoben hat, die oben angeführte räumliche Verteilung keineswegs den ursprünglichen Verhältnissen entsprechend, sondern ein Resultat von stattgehabten Veränderungen nach dem Schluß der Neogenablagerungen. Die Ablagerungen selbst haben ursprünglich in regelmäßiger Aufeinanderfolge stattgefunden, wie unsere erste schematische Figur zeigt.

Fig. 20. Ursprüngliche Ablagerung der mediterranen (*M*), sarmatischen (*S*) und pontischen Schichten (*P*) am Westrande des Wiener Beckens. *G* = Grundgebirge (Wiener Sandstein).

Jede jüngere Stufe legte sich auf die vorhergehende und griff an den Rändern über. Nach Ablagerung der gesamten Neogenbildungen entstanden Störungen, Absitzung an dem Rand des Beckens parallellaufenden Verwerfungen, welchen zu Folge der in unserer zweiten Figur schematisch dargestellte Stufenbau entstand, der selbstverständlich in dieser Weise nicht erhalten bleiben konnte, sondern der Abtragung durch Erosion und Denudation unterlag.

Fig. 21. Verwerfungen und Absitzungen in den Neogenablagerungen am westlichen Rande des Wiener Beckens.
Bedeutung der Buchstaben wie in Fig. 20. — Die punktierte Linie zeigt das Maß der Denudation an, welche seither die darüber liegenden Teile entfernt hat.

Die einzelnen, durch Verwerfungen voneinander abgegrenzten, dem Beckenrande parallel verlaufenden Zonen, welche nach der weitgehenden Abtragung der tertiären Ablagerungen in der gegenwärtigen Gestaltung der Terrainoberfläche übrig blieben, stellen dann schließlich, wie unsere Figur 22 zeigt, die altersverschiedenen Stufen nebeneinander und in der Weise dar, daß die mediterranen Schichten lediglich am Beckenrande, unmittelbar auf dem Grundgebirge sichtbar werden, nach innen in etwas tieferer Lage die sarmatischen und schließlich die pontischen Bildungen folgen, so daß jener oben erwähnte konzentrische Aufbau des Beckens vorgetäuscht wird, während die tatsächlich vorhandenen Verhältnisse demselben keineswegs entsprechen.

Fig. 22. Westrand des Wiener Beckens in der jetzigen Gestaltung.
(Bedeutung der Buchstaben wie in den Profilen 20 u. 21.)

Die in unseren Figuren nur schematisch dargestellten Terrainbewegungen haben in der Natur selbstverständlich viel kompliziertere Erscheinungen hervorgerufen. Es ist nicht bei einfachen Verwerfungen mit

Schleppungen der angrenzenden Schichten geblieben — oft haben sich auch Abgleitungen und Stauchungen in größerem Maße eingestellt und es scheint auch, als ob die Bewegungen, welche oben der Einfachheit halber so dargestellt wurden, als ob sie erst nach der Ablagerung der gesamten neogenen Schichtreihe stattgefunden hätten, teilweise wenigstens schon während dem Absatz der Bildungen mannigfache Unregelmäßigkeiten im Aufbau und in der Schichtstellung hervorriefen. Eingehende Untersuchungen über alle diese Störungen hat, wie bereits oben bemerkt, TH. FUCHS angestellt und die auffallendsten, oft recht verwickelten Erscheinungen eingehend beschrieben.[1]

Als SUESS im Jahre 1862 den Boden der Stadt Wien in seinem in diesen Zeilen wiederholt angeführten Werke schilderte, war der Umfang der Stadt Wien ein viel beschränkterer als gegenwärtig. Der von ihm gegebene Durchschnitt des Beckenrandes, welcher hier reproduziert wurde, zeigt uns in der eingeklammerten Stelle, welche Lage und Ausdehnung der Stadt Wien andeutet, daß das damalige Wien hauptsächlich auf die durch Diluvialablagerungen bedeckten pontischen Schichten und einen kleinen Teil des Alluvialgebietes der Donau sich ausdehnte. Seit der Einbeziehung der Vororte ist der Umfang der Stadt ungemein gewachsen — er hat übergegriffen über die randlichen Ablagerungen des tertiären Beckens und erstreckt sich aufwärts bis zu den bewaldeten Höhen des Flyschgebirges — andererseits ist in der Niederung ein großes Stück Alluvialland dem Stadtgebiet hinzugefügt worden. Der großen Flächenausdehnung des heutigen Gemeindegebietes entspricht auch eine bedeutende Höhendifferenz. Das Pomörium Wiens kulminiert im Hermannskogel mit 543 *m* Seehöhe und sinkt beim Austritt des Donaustromes auf 150 *m* herab.

Fig. 23. Lage von Wien am Beckenrande.
M marine Tertiarschichten = zweite Mediteranstufe, *C* Cerithienschichten = Sarmatische Stufe. *S* Süßwasserschichten = Pontische Stufe. *D* Diluviale Bildungen, unterbrochen durch das Alluvialgebiet der Donau.

Die Bodenkarte der Stadt Wien, welche SUESS 1862 entworfen hat und seinem Werke beigab, schildert daher nur einen kleinen Teil von Groß-Wien, sie umfaßt die innere Stadt mit den zunächst gelegenen, durch den ehemaligen Linienwall umgebenen Vorstädten. Die von TH. FUCHS hergestellte geologische Karte der Umgebung Wiens, welche von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegeben und auch als Tafel XIX dem 1877

[1] TH. FUCHS, Über eigentümliche Störungen in den Tertiärablagerungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXII, 1872, S. 309—329. — Ferner: Über einige Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, CXI, I. Abt., 1902, S. 454.

veröffentlichten neunten Bande ihrer Abhandlungen, der „Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung" von FELIX KARRER beigegeben wurde, bringt ungefähr das heutige Weichbild Wiens zur Darstellung, nur unwesentliche Teile desselben greifen nach allen Himmelsrichtungen über den Rand der Karte hinaus.

Das heutige Groß-Wien umfaßt die Sandsteinhöhen des Leopoldsberges und Kahlenberges, seine Grenze läuft über den Hermannskogel und schließt auch die Höhen des Heuberges und Gallizinberges ein. Über dieses Sandsteingebiet besitzen wir zwei wesentlich verschiedene Darstellungen. D. STUR hat in der von ihm hergestellten geologischen Karte 1 : 75.000 den Wiener Sandstein der Hauptsache nach zum Tertiär gerechnet und meinte, daß nur einige aus dieser tertiären Umhüllung hervorragende Höhen durch Kreidesandstein gebildet würden. Wesentlich verschiedene und wie es scheint, den Tatsachen viel mehr entsprechende Gesichtspunkte hat C. M. PAUL entwickelt, nach welchen im Gegenteil der Kreide der überwiegende Teil des Wiener Sandsteins zufiele und die tatsächlich alttertiären Bildungen ebenso wie die cretacischen in bestimmten dem Bau eines Faltengebirges entsprechenden Zonen angeordnet seien. Die Erörterung dieser Verhältnisse liegt außerhalb des Rahmens dieses Abschnittes, es sei nur hinsichtlich des Bodens von Groß-Wien bemerkt, daß gerade hier die der Kreideformation angehörigen Glieder des Wiener Sandsteins fast ausschließlich vorherrschen und durch Fossilfunde (Inoceromen und Ammoniten) gut gekennzeichnet sind. An alttertiären Schollen findet sich nur ein beschränktes Vorkommen am Michaeler Berge bei Dornbach, welches sich gegen Pötzleinsdorf und Neustift in einem schmäleren Zuge verfolgen läßt — der dortige Sandstein enthält schlecht erhaltene Foraminiferen, welche auf eine Übereinstimmung mit dem *Operculina complanata* führenden und somit sicher alttertiären Sandstein von Weidlingbach hinweisen[1]) — sowie ein zweites bei Hütteldorf-Hacking von noch geringerer Ausdehnung, welches ebenfalls Gesteine aufweist, die mit dem Operculinen-Sandstein von Weidlingbach übereinstimmen.[2]) PAUL hebt hervor, daß hier am Rande der St. Veiter Juraklippe eine ganz regelmäßige Aufeinanderfolge von Neocomien, Oberkreide und Alttertiär zu beobachten sei, und schließt sich der durch EGB. v. HOCHSTETTER[3]) vertretenen Ansicht an, nach welcher die so oft besprochene Klippe von St. Veit ein Beispiel einer „tektonischen Klippe" darbiete. Auch der St. Veiter Jura, welcher Gegenstand vielfacher Erörterung in paläontologischer, stratigraphischer und tektonischer Hinsicht geworden ist, fällt noch in das Grenzgebiet von Groß-Wien. Dem erweiterten Weichbilde Wiens

[1]) C. M. PAUL. Der Wienerwald. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 48. Bd., 1898, S. 114—115.

[2]) Ebendaselbst, S. 137.

[3]) EGB. v. HOCHSTETTER. Die Klippe von St. Veit bei Wien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt., 47. Bd., 1897, S. 95—156; daselbst auch vollständige Angabe der älteren Literatur über die St. Veiter Klippe.

gehören eine Anzahl bekannter Aufschlüsse in den Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe an: Der Leithakalk von Nußdorf mit den Amphisteginenmergeln vom „grünen Kreuz“, die versteinerungsreichen Mergel von Grinzing mit der Fauna des „Tegels und der Sande des Leithakalkes“ und die gelben, an Pelecypoden überreichen Sande von Pötzleinsdorf. Die sarmatische Stufe ist aufgeschlossen in den Ziegeleien von Nußdorf, welche unter mächtigen Lößschichten sarmatischen Tegel aufweisen. Die jetzt allerdings zum großen Teil verbaute oder mit Parkanlagen bedeckte „Türkenschanze“ zeigte früher in ausgedehnten Steinbrüchen Aufschlüsse in den sarmatischen Sandsteinen und Conglomeraten, die Ziegeleien von Hernals gaben dem sarmatischen Ton, der dort verarbeitet wurde, den Namen „Hernalser Tegel“. Im Süden der Stadt gehört jetzt auch der Wiener Berg mit seinen ausgedehnten, den „Inzersdorfer Tegel“ der pontischen Stufe verwertenden Ziegeleien zu Groß-Wien, desgleichen der südöstlich anschließende Laaer Berg mit seiner ausgedehnten Decke von Belvedereschotter.

Durch die gewaltige Erweiterung des Gemeindegebietes, welche im Jahre 1890 stattfand — das Gesetz vom 19. Dezember 1890 vergrößerte das Areal von 55·39 auf nicht weniger als 178·12 km^2 — ist also auch die Mannigfaltigkeit des Bodens von Wien wesentlich erweitert worden. Den relativ geringsten Zuwachs hat Wien 1890 im Alluvialgebiet erfahren. Nur im XI. Bezirk (Simmering) wurde ein größerer Zuwachs in dieser Richtung durch die Angliederung der „Simmeringer Heide“ gewonnen. Jenseits des durch die 1870 bis 1875 durchgeführte Donauregulierung entstandenen Strombettes blieb die nordöstliche Grenze Groß-Wiens vorläufig das alte Donaubett und die 1903 angestrebte Vereinigung der jenseits desselben rasch anwachsenden Vororte kam einstweilen nicht zu stande. Es ist aber wohl nur eine Frage der Zeit, daß auch Jedlersee, Floridsdorf und Donaufeld in Groß-Wien aufgehen werden.

Wir wollen nunmehr die Untergrundverhältnisse des Kernes von Wien, d. h. der inneren Stadt mit den zunächst gelegenen Vorstädten (II bis IX, ungefähr in jener Umgrenzung, wie sie der aufgelassene alte Linienwall umgab) betrachten. Für die Lebensverhältnisse einer Stadt wird ihre geologische Unterlage vor allem durch ihre Wasserführung wichtig. Es ist allerdings möglich, sich von den ungünstigen Bedingungen, welche der Boden etwa darbietet, durch Kanalisation und Zuleitung guten Wassers bis zu einem gewissen Grade zu befreien, und das ist ja auch in Wien erfolgt. Die früher sehr ungünstigen sanitären Verhältnisse Wiens haben durch die Herstellung der Kaiser Franz Josef-Hochquellenleitung eine wesentliche Verbesserung erfahren. Es sind aber wie dies Suess in seiner Monographie des Bodens von Wien dargelegt hat, die Vorbedingungen für die Wassergewinnung im Weichbilde Wiens, auf die man früher neben der unzureichenden und auch nur Wasser von keineswegs einwandfreier Beschaffenheit liefernden Kaiser Ferdinands-Wasserleitung fast ausschließlich angewiesen

war, zum größten Teil sehr ungünstige. Betrachten wir diese Vorbedingungen näher, so haben wir vor allem den Gegensatz von wasserdurchlassenden und wasserdichten Schichten des Bodens zu erörtern. Diesbezüglich sind, wie SUESS zeigte, die Eigenschaften der den Untergrund Wiens bildenden Straten folgende. 1. Die Schuttdecke, welche in manchen Stadtteilen eine ganz außerordentliche Mächtigkeit erlangt, zumal Wien früher befestigt war und auch die Belagerungsarbeiten der Türken 1683 viele Terrainbewegungen verursachten, läßt überall Wasser, und zwar mit großer Leichtigkeit durch. Ausnahmen werden nur dort bemerkt, wo alte Ziegelgruben teilweise wieder mit Tegel gefüllt wurden, wie dies z. B. in der „Laimgrube" der Fall war. Diese Gegend am linken Wienufer hat von den früher bestandenen Gruben im Congerientegel ihren Namen erhalten. 2. Die Alluvialbildungen, Silt wie Schotter gehören zu den durchlassenden Ablagerungen. Schotter zu denjenigen, welche sehr rasch durchlassen, Silt zu den weniger durchlässigen. Als wasserdicht kommen nur ganz untergeordnete Lagen von blauem Ton vor, die aber viel zu geringe Verbreitung besitzen, um irgend welche Bedeutung zu erlangen. 3. Von den Diluvialbildungen ist der Löß weniger durchlassend und bleibt durch längere Zeit feucht, der Schotter hingegen ist sehr stark durchlassend. Es treten aber auch im Diluvialschotter zuweilen feste Bänke von Conglomeraten auf (wie z. B. in der Alservorstadt, dem jetzigen IX. Bezirke), doch sind auch diese wasserdichten Zwischenmittel nur von sehr lokaler Bedeutung. 4. Die Belvedereschichten sind ebenfalls durchlassend, der Schotter in höherem, der Sand in geringerem Grade. Nur ganz untergeordnet finden sich rote, wasserundurchlässige Tone, sie sind von so beschränkter Verbreitung, daß sie wie die wasserundurchlässigen Einlagerungen der bisher betrachteten Schichten keine Bedeutung erreichen. 5. Der Tegel ist als wasserdicht anzusehen; seine obere Fläche bietet den einsickernden Wassern ein Hindernis, die dünnen Sandlagen, welche ihn durchziehen, sind dagegen durchlassend. Man kann daher, von lokalen und untergeordneten Zwischenmitteln absehend, sagen, daß die Schuttdecke, die Alluvial- und Diluvialbildungen und die Belvedereschichten, mit einem Worte alle auf der Tegeloberfläche ruhenden Lagen durchlassende seien. Im allgemeinen können atmosphärische Niederschläge, welche an irgend einem Teile Alt-Wiens in den Boden dringen, bis auf die Oberfläche des Tegels hinabsinken und dort, je nach der Neigung dieser Oberfläche abfließen oder in den etwaigen Mulden dieser Oberfläche sich sammeln. Daraus erhellt das besondere Interesse, welches sich an die unterirdische Gestalt der Tegeloberfläche knüpft, und es wird begreiflich, daß SUESS bei seinen Untersuchungen eine Hauptaufgabe in der möglichst genauen Feststellung der Lage und Gestalt der Tegeloberfläche erblickte. Dort, wo der Tegel unmittelbar an die Terrainoberfläche tritt, wie dies längs des Wienflusses auf längere Strecken der Fall ist, geben die Nivellierungen der Terrainoberfläche auch zugleich das Niveau des Tegels, dort aber, wo dieser sich in die Tiefe senkt und von mehr oder minder mächtigen jüngeren Ablagerungen bedeckt ist, da ist das

Erkennen der Oberflächenform des Tegels sehr erschwert, da sie oft wesentlich von dem Relief der Bodenoberfläche abweicht, Unebenheiten, Hügel und Täler aufweist, welche sich an der Oberfläche keineswegs angedeutet finden, während andererseits wesentliche Änderungen der äußeren Oberfläche, wie z. B. der Steilrand der Donau, durchaus nicht an der Oberfläche des Tegels sich wiederfinden. Indem hinsichtlich der Details auf die Darstellung durch SUESS hingewiesen wird, müssen wir uns darauf beschränken hier einige der wichtigsten Erscheinungen der Gestaltung der unterirdischen Tegeloberfläche hervorzuheben. In der inneren Stadt bildet dieselbe einen halbmondförmigen Rücken, welcher in Gestalt eines Bogensegmentes von dem ehemaligen Schottentore (Ende der Schottengasse) über die Teinfaltstraße, Minoriten- und Ballplatz, kaiserliche Burg und Ende der Kärntnerstraße gegen die Seilerstätte verläuft. In SUESS' Karte gibt die blaue Kurve 80, entsprechend der Seehöhe der Oberfläche des Tegels in Wiener Klaftern, recht deutlich den Verlauf dieses halbmondförmigen Rückens an, der sich allmählich gegen die Donau abdacht, aber ziemlich steil auf der entgegengesetzten Seite abfällt. Um die innere Stadt zieht sich nun, das ehemalige Glacis und den zunächstgelegenen Teil der Vorstädte einnehmend, ein breiter Saum, in welchem das Tegelniveau beträchtlich tiefer liegt als der halbmondförmige Rücken, dann folgt ein deutlich markierter unterirdischer Steilrand des Tegels, dessen Verlauf annähernd durch die blauen Kurven 80 und 84 im SUESSschen Plan angedeutet ist. Nur an einer einzigen Stelle, dort wo dieser Steilrand vom Bett des Wienflusses durchschnitten wird, tritt er zu Tage und dort, wo heute durch die Einwölbung der Wien die ursprünglichen Verhältnisse die größte Veränderung erfahren haben, ist nach SUESS Darstellung wohl kaum daran zu zweifeln, daß die alten Ziegelgruben „am Mondschein" in dem oberen Rand dieses hervortauchenden Tegelsteilrandes angelegt gewesen seien. (Gegend der Karlskirche). SUESS knüpft an diese höchst merkwürdige Bildung des alten Tegelsteilrandes eine Reihe theoretischer Erwägungen. Zunächst stehe fest, daß diese Abstufung unmöglich schon ursprünglich an der Oberfläche des Tegels vorhanden gewesen sei, nachdem er allmählich in dem Binnensee abgelagert worden war, in dem die Congerien und Melanopsiden lebten. Damals bildete die Tegeloberfläche wahrscheinlich eine sanfte, gegen die Tiefe geneigte Mulde, wie die Ausfüllungen heutiger Binnenseen. Die oberhalb des Steilrandes gelegene Fläche entspricht allein dieser Form, sie allein darf demnach als ursprüngliche Tegeloberfläche betrachtet werden. Die Belvedereschichten treten nur oberhalb des Tegelsteilrandes, nie unterhalb auf, endlich ist diese Abstufung des Terrains überall durch Diluvialablagerungen, zumal durch Diluvialschotter und Löß dergestallt erfüllt, daß sie an der Oberfläche nirgends sichtbar wird, mit Ausnahme der oben angeführten Stelle, wo sie vom Wiental gekreuzt wird. Daraus leitet SUESS folgende Schlüsse ab: „1. Der unterirdische Steilrand ist eine spätere Bildung, wahrscheinlich durch Unterwaschung auf ähnliche Weise entstanden, wie der Steilrand der Donau.

2. Seine Bildung ist nach der Ablagerung der Belvederebildungen erfolgt, denn sonst müßten diese auch unterhalb desselben notwendigerweise hier oder da sichtbar geworden sein. Er ist also jünger als unsere jüngsten Tertiärbildungen. 3. Da die diluvialen Ablagerungen dem Steilrande angelagert sind, so muß er gebildet gewesen sein, bevor diese niedergelegt wurden; er ist daher älter als unsere Diluvialbildungen."[1])

Suess vermutet infolgedessen, daß die Bildung des Steilrandes, welche zwischen jene der im Boden von Wien auftretenden Tertiärablagerungen und jene der dortigen Diluvialbildungen fällt, einem großen Strome zuzuschreiben sei, der eine ähnliche Lage gehabt habe, wie die Donau, wie diese durch die Enge am Bisamberge getreten sei und wie die Donau durch die Rotation der Erde nach rechts gedrängt worden sein mag, am rechten Ufer ebenso wie die Donau einen Steilrand zurücklassend, dessen Spuren im Untergrund von Wien deutlich zu erkennen sind. Nun fehlt aus Österreich, wie Suess hervorhebt — außer einem einzelnen Zahne von *Hippopotamus*, der aus den Belvederegruben in das k. Mineralienkabinett gelangt sei, und der möglicherweise durch Anschwemmung in den dortigen Diluvialschotter kam — jede irgendwie zuverlässige Andeutung einer Säugetierfauna, welche anderwärts durch das erste Erscheinen von *Elephas* und *Hippopotamus* ausgezeichnet ist und von Lartet als „faune pliocène" bezeichnet wird. Im Wiener Becken liege zwischen der Bildung des Belvedereschotters und dem Eintreten der Diluvialzeit eine Kluft, aus welcher wir keine, oder so gut wie keine Überbleibsel kennen, und genau in diese Kluft, die Lücke in der Chronologie unseres Bodens ausfüllend, falle die Zeit, in welcher der unterirdische Steilrand des Tegels gebildet worden sei: „Er ist ein Denkmal dieser jüngsten Periode der Tertiärepoche. Großartige Veränderungen sind seither eingetreten, andere Schichten über demselben angehäuft worden, und viele, viele Jahrtausende sind verstrichen, kaum merkt man an einer einzigen Stelle der Oberfläche unserer Stadt sein Dasein. Dennoch ist er nicht nur wirklich in der Tiefe vorhanden, sondern übt er, wie wir bald sehen werden, einen gar merkwürdigen Einfluß aus auf unsere Lebensverhältnisse." Suess legte dar, daß der Einfluß der Donau auf den unterirdischen Wasserstand in den durchlässigen Alluvionen und Diluvialablagerungen durch den unterirdischen Steilrand des Tegels begrenzt wird. Aus diesem Gebiet ragt der halbmondförmige Rücken der inneren Stadt wie eine niedere Insel hervor. Den ganzen Bezirk, innerhalb dessen die Donau den unterirdischen Wasserstand beeinflußt, nennt Suess den Donaubezirk im Gegensatz zu dem übrigen Teil der Stadt: dem Hochbezirk. Beide werden durch die Tegelisohypse von 80° Seehöhe getrennt. Außer den über dem Tegel auftretenden durchlässigen Schichten, welche oben besprochen worden sind, gibt es aber im Untergrund von Wien noch andere wasserdurchlassende Straten, nämlich die Lagen von Sand und

[1]) E. Suess, Boden der Stadt Wien, S. 213.

Schotter, welche den Tegel selbst durchziehen. Diese Lagen besitzen — abgesehen von größeren und kleineren Störungen — der Hauptsache nach muldenförmige Schichtstellung, sie nehmen dort, wo sie zu Tage ausgehen, in ihrem 1862 außerhalb des Gemeindegebietes von Wien jetzt aber innerhalb der Grenzen desselben gelegenen Infiltrationsgebiete Wasser auf, füllen sich mit demselben und geben, wenn in tieferer Lage ein Bohrloch durch den Tegel bis in eine solche wasserführende Sandschicht niedergestoßen wird, einen Wasserstrahl von verschiedener Steigkraft, welch letztere selbstverständlich um so stärker ist, je höher der Punkt der Einsickerung über jenem Punkte liegt, in welchem die Schicht von dem Bohrloche getroffen wird. Bei hinreichender Steigkraft kommt ein artesischer Brunnen zu stande, andernfalls aber muß ein Pumpwerk zu Hilfe genommen werden, um den Abgang an Steigkraft zu ersetzen. Die Möglichkeit des selbständigen Emporquellens über die Oberfläche hängt von dem Niveau derselben ab, also von einem für die Bildung des Brunnens in theoretischer Hinsicht untergeordneten Umstand und Suess faßt deshalb alle Brunnen,

Fig. 24. Die Brunnen von Wien.
a Alluvium, *b* Diluvialterrasse, *i*—*f* Infiltrationsgebiet der Donau, *t* Tegel, *s* wasserführende Sand- und Geröllschicht, *g* Grundwasser.

welche von den tertiären, dem Tegel eingelagerten Sanden gespeist werden unter der Bezeichnung Tegelbrunnen zusammen. Es sind diese Brunnen stets beträchtlich tiefer als die anderen, ihre Anlage ist kostspieliger, ihr Wasser aber oft nicht trinkbar, daher gibt es im Donaubezirke fast keine Tegelbrunnen, sondern dieselben gehören alle dem Hochbezirke an, der außer ihnen nur solche Brunnen besitzt, welche von dem Grundwasser an der Tegeloberfläche gespeist werden. Suess teilt danach die sämtlichen Hausbrunnen Alt-Wiens in drei Klassen: 1. Die Donaubrunnen, deren Wasser aus einem Gemenge von Donauwasser und Grundwasser besteht. 2. Die Seihbrunnen, welche nur vom Grundwasser an der Tegeloberfläche gespeist werden. 3. Die Tegelbrunnen, welche einen mehr oder minder bedeutenden Teil des Tegels durchsinken und ihr Wasser aus den ihm eingeschalteten Sandlagen nehmen.

Die Art und Weise, in welcher diese Brunnen zu stande kommen, mag aus dem vorstehenden schematischen Durchschnitt ersehen werden.

Suess hat die drei Gruppen von Brunnen der Reihe nach eingehend besprochen und ihre eigenartigen Vor- und Nachteile erörtert. Zumal die beiden ersten Gruppen sind häufigen und weitgehenden ungünstigen Beein-

flussungen ausgesetzt, welche zu der Zeit, als SUESS sein Werk über den Boden der Stadt Wien schrieb, noch ungleich unvorteilhafter waren als heute. Damals mündeten zahlreiche Unratskanäle mit geringem Gefälle in den Donaukanal — jeder höhere Wasserstand bewirkte Rückstau und weitgehende Infiltrationen aus den undichten Kanälen in den Boden und schließlich in die Brunnen. Heute nimmt der Donaukanal keine solchen Kanäle mehr auf — zu seinen beiden Seiten sind Hauptsammelkanäle angelegt, die erst unterhalb des Stadtgebietes in den Strom münden. Das Seihwasser, welches seinerzeit von etwelchen kleineren Wasserleitungen in unmittelbarer Nähe der alten Friedhöfe aufgefangen und in die Stadt geleitet wurde, ist seit der Schaffung des Zentralfriedhofes dieser Verunreinigung wenigstens nicht mehr ausgesetzt. Vordem aber waren die durch SUESS geschilderten Zustände die denkbar schlechtesten, sie äußerten sich auch bei gewissen Epidemien in sehr drastischer Weise, wie SUESS an der Verbreitung der Choleraepidemie von 1855 zeigt. Das Wasser der Tegelbrunnen zeichnet sich von jenem aller übrigen Brunnen dadurch in vorteilhafter Weise aus, daß es dort, wo ein Zusickern des Grundwassers längs des Brunnenrohres verhindert ist, stets von faulenden organischen Stoffen und Keimen frei bleibt — in vielen Fällen wird dieser Vorteil aber aufgehoben durch die Beimengungen anorganischer Substanzen, welche das Wasser ungenießbar machen. Viele Tegelbrunnen Wiens besaßen stark hepatisches Wasser, der Schwefelgehalt rührt wohl zumeist von dem in einzelnen Lagen häufigeren Vorkommen von Eisenkies her — es ist aber bemerkenswert, daß die ganz tiefen Brunnen nicht hepatisch sind. Die tiefen Brunnen am Getreidemarkt und am Staatsbahnhof enthielten in ihrem Wasser hauptsächlich kohlensaures Natron und Kochsalz; die Menge beider Substanzen ist in dem Brunnen am Staatsbahnhof viel bedeutender, so daß ČŽJŽEK meinte, beide Wasser könnten nicht aus demselben Stratum stammen,[1] welcher Ansicht SUESS nicht beipflichtet, da die Menge an mineralischen Bestandteilen in artesischen Wassern, welche derselben Schicht entstammen, nicht selten eine verschiedene ist und in vielen Fällen in einem und demselben Brunnen mit der Zeit abnahm. Die beiden obengenannten Bohrungen, von welchen genaue Aufzeichnungen gemacht und Bohrproben entnommen wurden (was leider bei einer dritten Tiefbohrung bei dem Sophienbade nicht der Fall war), reichen durch die pontischen bis in die sarmatischen Schichten hinab, wie aus den aus größerer Tiefe geförderten Conchylien erkannt werden konnte. Auch die dritte Bohrung bei dem Sophienbad, welche bis 80′ unter den Meeresspiegel, also tiefer als irgend eine andere Bohrung in Wien hinabgetrieben wurde, hat gewiß einen großen Teil der sarmatischen Schichten durchsunken, wenn dies auch bei dem Mangel an aufgesammelten Bohrproben nicht erhärtet werden kann. Über die Bohrungen vom Getreidemarkt und Staatsbahnhof (Raaberbahnhof) hat ČŽJŽEK ausführliche Daten in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien ver-

[1]) ČŽJŽEK, Erläuterungen zur geolog. Karte der Umgebung Wiens, S. 42.

öffentlicht. SUESS unterzog dieselben einer eingehenden Erörterung, indem er darauf aufmerksam machte, daß in zahlreichen anderen Bohrungen im Tegel ebenso wie bei den tieferen Sondierungen die Wahrnehmung gemacht wurde, daß sich die nämliche Aufeinanderfolge von Gesteinsarten mehrmals wiederhole, und zwar von oben herab: *a*) Fester blauer Tegel von größerer Mächtigkeit, *b*) sandiger blauer Tegel von größerer oder geringerer Mächtigkeit, *c*) Sand, *d*) Schotter. Unter *d*) folgt wieder eine feste Tegelschicht, ähnlich *a*), dann eine ähnlich *b*) und so fort. Es ist also zuerst eine grobkörnige Lage *d*), dann eine weniger grobkörnige *c*), hierauf eine feinkörnige *b*), endlich eine ganz feinkörnige *a*) zum Absatz gelangt, dann wiederholte sich der Vorgang von neuem. SUESS nennt nun jeden solchen Komplex von Schichten von der Basis einer grobkörnigen Lage — welche meist Wasser führt — bis zur Basis der nächsten ein System. Er macht ferner darauf aufmerksam, daß der feine Sand im Hangenden des wasserführenden Schotters häufig zu Platten oder Sphäroiden von festem Sandstein vereinigt ist, wie eine Gruppe solcher Sphäroide einem Hause in der Schönlaterngasse zu dem Wahrzeichen eines Basilisken verholfen hat,[1]) so daß die Brunnengräber die durchfahrenen Schichten meist in der Weise aufzählen: 1. Tegel (entsprechend den Gliedern $a + b$ des SUESSschen Systems, 2. Steinplatte ($= c$), 3. wasserführende Schicht ($= d$). Die Erfahrung, daß nach Durchschlagung einer festen Sandsteinplatte in der Regel Wasser getroffen wird, konnte bei den Tegelbrunnen Wiens ganz allgemein gemacht werden und schon JACQUIN erörtert zahlreiche Beispiele hiefür.[2]) Man betrachtet diese Platten als ein Hindernis bei der Anlage artesischer Brunnen und in der Tat ist ihr Durchschlagen mit Unkosten und Mühe verbunden. Dort aber, wo sie fehlen, tritt oft bei reichlichem Wasseraustritt aus der angefahrenen Sand- und Schotterschicht ein Übelstand dadurch ein, daß das aufsteigende Wasser Sand und Schotter in großer Menge in die Höhe reißt, ein beträchtlicher Hohlraum entsteht und der nachfallende Tegel das Bohrloch verstopft. JACQUIN hat die Schwierigkeiten geschildert, mit welchen man aus diesem Grunde im botanischen Garten zu kämpfen hatte und SUESS verweist darauf, daß man bei der Nachbohrung eines alten Brunnens im Ober-Döblinger Brauhause in der fünften Klafter unter blauem Tegel eine so starke Wasserschicht erhielt, daß der Brunnen augenblicklich überlief, man konnte aber keinen artesischen Brunnen anlegen, weil so große Mengen von Sand heraufgetragen wurden, daß man nicht einmal im stande war, das Rohr aufzusetzen. Bezüglich der Brunnen am Getreidemarkt und am Raaber (Staats) Bahnhof, führt SUESS eine eingehende Vergleichung der durchfahrenen „Systeme“ durch und kommt zu dem Schlusse, daß man, unter der Voraussetzung, daß das im Raaber Bahnhofe getroffene oberste System von der Oberfläche des Tegels am Getreidemarkt gänzlich hinweggeschwemmt sei, in allen tieferen Lagen volle Übereinstimmung finde, wobei

[1]) Vergl. E. SUESS. Boden der Stadt Wien, S. 142 u. 143.

[2]) J. v. JACQUIN. Die artesischen Brunnen in und um Wien, 1831.

eine leichte Senkung sämtlicher Schichten gegen den Raaber Bahnhof zu beobachten sei. Die Verbindungslinie beider Punkte weicht aber nicht sehr von der Richtung des Uferrandes ab, während senkrecht zu derselben eine viel bedeutendere Senkung zu erwarten ist und in der Tat auch stattfindet, denn in den Ziegelgruben von Ottakring steht der sarmatische Tegel mit *Mohrensternia angulata* und *inflata* in einer Seehöhe von 660′ zu Tage, und die darin eingeschalteten Lagen von Sand und Sandstein mit Cerithien neigen sich deutlich der Stadt zu. Diese Schichtgruppe entspricht den untersten in den Bohrungen angefahrenen Systemen, so daß zum Getreidemarkt ein Fallen von nicht weniger als 600—660′ — in runder Zahl 200 *m* angenommen werden darf.

Bezüglich der Wasserführung der einzelnen „Systeme" bemerkt Suess, daß man an der Basis einer jeden solchen Gruppe hoffen dürfe, Wasser zu finden, obwohl auch in der Mitte mancher Gruppen wasserführende Lagen vorhanden sein können. Gegen das Ufer hin dürften die einzelnen Gruppen mächtiger, aber auch die eingeschalteten Lagen zahlreicher und stärker sein — gegen die Mitte des Beckens hingegen keilen sich manche von ihnen aus. Am Raaber Bahnhofe hat man viel mehr wasserführende Lagen als am Getreidemarkt und noch viel mehr als im Sophienbade.

Mangelhafte technische Ausführung ließ die Bohrung am Getreidemarkt, welche mit sehr großen Hoffnungen im Juni 1838 begonnen und im Oktober 1844 in wenig zufriedenstellender Weise beendet wurde, insofern mißlingen, als die schließlich erreichte Wassermenge eine ganz minimale war. Die in 540′ Seehöhe begonnene Bohrung reicht bis 41′ unter die Meeresfläche, die Gesamttiefe beträgt 96° 5′2″. Erst das Wasser an der Basis des vorletzten Systems stieg bis 540′ Seehöhe, also bis zu Tag auf und das zuletzt an der Basis des letzten Systems erschlossene Wasser stieg anfangs bis 570′. Karrer berichtet 1877 von dem 1844 hergestellten artesischen Brunnen: „Dieser Brunnen besteht heute noch, und zwar auf den gänzlich verbauten Gründen des Getreidemarktes in dem Hause, wo sich die städtische Bürgerschule für Knaben und Mädchen befindet. Dasselbe bildet die von der Gumpendorferstraße und Rahlgasse eingeschlossene Ecke und hat in beiden die Nummer 2. Das aus dem Brunnen fließende Wasser wird in ein gemauertes Reservoir gesammelt und von da mittels einer gewöhnlichen Pumpe geschöpft. Die Quantität ist äußerst gering; im Winter ziemlich kalt, ist es im Sommer nur wenig frisch und schmeckt hepatisch. Noch heute betrachten die Leute das Wasser als heilsame Quelle und holen es weit und breit zum Baden kranker Augen.[1])

Der Brunnen beim Raaber Bahnhof — dem jetzigen Bahnhof der Staatsbahngesellschaft — wurde im März 1841 begonnen und am 8. August 1846 beendet. Er liegt in einer Seehöhe von 602′, reicht bis 65′ unter die Meeresfläche und seine Gesamttiefe beträgt 111° 1′ 2″. Das Wasser dieses Brunnens

[1]) F. Karrer. Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung, S. 359 bis 360.

stieg nicht bis zur Oberfläche, sondern hatte in 573′ Seehöhe einen Ablauf. Die Ergiebigkeit war anfangs sehr bedeutend, sie betrug bis 10.000 Eimer mit 13° R. im Tag, verlor sich aber später immer mehr, wie dies bei so vielen artesischen Brunnen der Fall ist.

Suess führt zahlreiche der mehr oder minder tiefen Tegelbrunnen Wiens mit genauen Daten über Lage, Tiefe und Wasserführung an. Viele weitere Angaben hat seither Th. Fuchs in den von ihm und Karrer veröffentlichten geologischen Studien im Wiener Becken mitgeteilt,[1] ein näheres Eingehen auf dieselben ist an dieser Stelle nicht möglich. Es kann nur kurz darauf hingewiesen werden, daß im älteren Weichbilde Wiens zahlreiche Tegelbrunnen vorhanden waren und daß auch die früheren Vororte, die jetzt mit Wien vereinigt sind, und zwar diese in noch größerer Zahl, und zwar meist recht ergiebige solche Brunnen besitzen. Es hängt dies damit zusammen, daß an den Rändern des Beckens zahlreichere wasserführende Lagen von Sand und Schotter auftreten, welche sich gegen das Innere des Beckens auskeilen. Näher dem Rande sind auch die wasserführenden Lagen in geringerer Tiefe unter Tag und daher mit geringeren Kosten zu erreichen. Die artesischen Brunnen in Altmannsdorf — bemerkt Suess — haben seit langer Zeit einen gewissen Ruf erlangt, Hietzing, Penzing, Meidling, Gaudenzdorf, Sechshaus und andere Ortschaften haben zahlreiche Tegelbrunnen, wenn auch nicht immer das Wasser hinreichenden Druck besitzt, um über die Oberfläche zu steigen. Zahlreiche artesische Brunnen weist Döbling auf, doch macht Suess schon 1862 darauf aufmerksam, daß die allzugroße Vermehrung derselben die Wassermenge der früher bestandenen beträchtlich vermindert hat. Als Beispiel wird der im Jahre 1829 im Westhauserschen Hause angelegte 42° tiefe Brunnen erwähnt. Als man dieses Niveau erreichte, stieg das Wasser plötzlich in solcher Menge herauf, daß das ganze Terrain überschwemmt wurde und man nicht weiter bohren konnte. Röhren wurden aufgesetzt und der Brunnen ging bis zum J. 1857, in welchem Jahre er nachgebohrt wurde, weil seine Wassermenge nachgelassen hatte. Sein Ertrag ist aber trotzdem gegen früher sehr herabgesunken.[2]

Für die artesischen Brunnen eines außerhalb des Gebietes von Groß-Wien gelegenen Ortes: Atzgersdorf, in welchem der Mühlenbesitzer Anton Hof schon in den Jahren 1796 bis 1803 einen solchen Brunnen hergestellt hatte, macht F. Karrer ähnliche Mitteilungen, er schildert auch den die zahlreichen Brunnen in Atzgersdorf besonders schädigenden Einfluß des Auspumpens des Wassers in den tiefgehenden Steinbrüchen der sarmatischen Schichten nächst Atzgersdorf und hebt hervor, daß trotz der sehr verschiedenen Tiefen die meisten, wahrscheinlich aber alle artesischen Brunnen in Atzgersdorf nur einem Aufsaugungsgebiete ihren Ursprung verdanken,

[1] Th. Fuchs, Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXV, 1875.

[2] Boden der Stadt Wien, S. 277.

welches Gebiet durch mannigfache Verbindungen den Brunnen das Wasser zuführt. Diese Eigentümlichkeit, welche anscheinend einen Widerspruch in sich berge, finde ihre Erklärung in den großartigen Störungen, welche die ursprünglich horizontal abgelagerten Sedimente im Verlauf der Zeiten erlitten haben, in den zahlreichen Verwerfungen, welche die Schichten durchwegs, zumal in der Nähe der alten Ufer durchsetzen, so daß wir uns den unterirdischen Verlauf der wasserleitenden Lage nicht als Bogensegment oder schiefe Ebene, sondern in einer vielfach in treppenförmigen Absätzen absteigenden, mitunter auch gebrochenen, nach rechts und links verschobenen Linie vorstellen müssen.[1]) Diese Störungen und Verwerfungen haben Fuchs auch zur Aufstellung der Behauptung veranlaßt, daß durch den Nachweis derselben der Anlage artesischer Brunnen im Wiener Becken geradezu jede rationelle Basis entzogen sei und daß die sogenannten artesischen Brunnen in Wien strenge genommen eigentlich gar keine solchen Brunnen sind, ein Ausspruch, der freilich insofern nicht vollkommen begründet erscheint, als das Wasser, wenn es auch auf einem terrassenförmig unebenen Terrain sich abwärts bewegt und durch die vorhandenen Spalten der Verwerfungen in verschiedene Schichtkomplexe eindringt, doch nach oben von undurchlässigen Schichten abgesperrt wird und dadurch die wesentlichen Eigenschaften artesischen Wassers erhält.

Suess hat — ohne auf die damals noch nicht bekannten Störungen in den tertiären Ausfüllungsmassen des Wiener Beckens sich zu beziehen — nachdrücklich die geringen Aussichten, in Wien erfolgreiche artesische Bohrungen niederzustoßen, hervorgehoben. Er macht auf den Gegensatz aufmerksam, der in Hinsicht der Aussichten solcher Bohrungen zwischen der Lage anderer Großstädte und derjenigen Wiens bestehe: London und Paris stehen in den Tiefen weiter einstiger Meere; aus großer Entfernung neigen sich mächtige Schichten allmählich unter diese Städte hinab und die Ränder dieser großen Mulden umfassen in dem einen Falle einen großen Teil des Königreiches England, in dem andern den größten Teil Nordfrankreichs. Sie gehören verschiedenen geologischen Formationen an, welche ihre Absätze ohne allzu bedeutende Störungen übereinander gehäuft haben, und unter ihnen sind mächtige Lager, welche Wasser führen und ein weites Aufsaugungsgebiet haben. Das Studium dieser Muldenränder hat in beiden Städten gestattet, die Schichten vorherzusagen, welche man bei tiefen Bohrungen später wirklich fand, und der Höhe und Ausdehnung derselben ist die außerordentliche Wassermenge und Steigkraft der großen artesischen Brunnen, z. B. in Paris, zu danken. Es wäre eine Selbsttäuschung, in Wien ähnliches von einer tiefen Bohrung erwarten zu wollen. Hier tritt Wiens Lage auf einem Einsturze der Alpen in ihrer ganzen Eigentümlichkeit hervor. Statt weiter, ausgedehnter Mulden, wie London und Paris, haben wir hier viel engere, steiler gegen das nahe Ufer ansteigende Mulden vor uns,

[1]) Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung, S. 328.

welche alle derselben Formation, nämlich der tertiären angehören. Die wasserführenden Lagen keilen sich gegen die Mitte des schmalen Beckens hin rasch aus; ihr Aufsaugungsgebiet ist bei weitem nicht so ausgedehnt.[1]) Zu diesen von Suess 1862 hervorgehobenen ungünstigen Umständen kommen dann noch die früher erwähnten Störungen hinzu, um die Hoffnungen auf den Erfolg einer Tiefbohrung in Wien herabzustimmen. Suess hat allerdings schon 1858 die Frage, ob es ratsam sei, in Wien solche tiefere Bohrungen anzustellen, erörtert und damals[2]) ebenso wie später in seinem Werke unter gewissen Voraussetzungen bejaht. Als günstig für die Anlage tiefer Bohrungen bezeichnete er die Gegend zwischen dem Arsenal, dem Getreidemarkt und der Lerchenfelder Linie, doch sei eine solche Bohrung nur dann angezeigt, wenn man von der höheren Temperatur und alkalinischen Beschaffenheit des Wassers absehen könne. Die Bohrung müsse mit großem Durchmesser begonnen werden und die Fütterungsröhren — deren zeitweiliger Mangel zumal bei der Bohrung am Getreidemarkt von üblem Einflusse war — müßten fortwährend im voraus bereit liegen, endlich müsse man darauf gefaßt sein, die brackischen Schichten zu durchfahren und in die marinen hinabzugehen; es sei aber kaum zu vermuten, daß man tiefer als 900 bis 1500′ tief hinabzugehen hätte, was für die Bohrtechniker keine außerordentliche Aufgabe sei.

Wir haben oben gesehen, daß bei Bohrungen am Raaber Bahnhof und am Getreidemarkt 111 beziehungsweise 96 Wiener Klafter niedergestoßen wurden und noch in den sarmatischen Schichten endeten. Über die Mächtigkeit, welche die Tegelablagerungen der zweiten Mediterranstufe im Wiener Becken erreichen können, haben wir Kunde durch eine in den Jahren 1863/64 angelegte über 500 Fuß tiefe Bohrung auf dem Stationsplatz der Südbahn in Vöslau. Dieselbe wurde am 2. Oktober 1863 begonnen und am 3. Februar 1864 wurde in einer Tiefe von 505·5 Fuß unter den Schienenschwellen ein Steigwasser erreicht, welches zuerst 10·8 Fuß über die Sohle des Brunnenhauses sich erhob, später aber konstant in der Höhe von 8·8 Fuß blieb. Da jedoch die Tiefe des gegrabenen Reservoirs vom Boden ab 18 Fuß beträgt, hob sich das Wasser nicht bis zu Tag. Dies sowie die schlechte Beschaffenheit des Wassers, welches bedeutenden Schwefelwasserstoffgehalt aufwies, vereitelten den angestrebten Zweck, Wasser für die Speisung der Lokomotiven zu erlangen. Der mediterrane Tegel ist nächst dem Bahnhofe von Vöslau nur von einer wenig mächtigen Lage von Diluvialschotter bedeckt, die jedoch an der Stelle, wo der 18 Fuß tiefe Schacht für die Bohrung angelegt wurde, schon früher durch Abgrabung entfernt war. Es steht also die ganze Bohrung im Tegel, der nur in seiner Beschaffenheit (ob rein oder sandig) in den tieferen Teilen etwas wechselt, auch einige unbedeutende Einlagerungen von mergeligem Sand-

[1]) Boden der Stadt Wien, S. 278.
[2]) Wiener Zeitung vom 25. Dezember 1858.

stein enthält. KARRER hält es für wahrscheinlich, daß eine oberste Partie des durchfahrenen Tegels der sarmatischen Stufe angehöre.

Im Zusammenhalt mit den durch die Wiener Bohrungen gewonnenen Erfahrungen spricht KARRER die Meinung aus, daß die tiefsten im Bohrloche von Vöslau erschlossenen Schichten in Wien in einer Tiefe von nahe an 600 Fuß unter der Meeresfläche liegen dürften. Die Gesamtmächtigkeit des das Wiener Becken ausfüllenden Tegels könne auf Grund der durch das Vöslauer Bohrloch ermittelten Daten auf nicht weniger als 1200 Fuß geschätzt werden.[1])

XII. Abschnitt.

Die Grazer Bucht.

Von der Höhe des Grazer Schloßberges (471 *m*) überblickt man gegen O ein weithin sich ausdehnendes Hügelland, über welches nur einige Kuppen: die Höhen der Gleichenberger Kogel, und ein langgestreckter niedriger Rücken: das Basaltplateau des Hochstraden, ein wenig hervorragen. Auf der andern Seite sehen wir einen doppelten Halbkreis von Bergen: einen näheren niedrigeren, gebildet von den paläozoischen Gesteinen der Umgebung von Graz, und einen weiteren, höher ansteigenden, dem archäischen Schiefergebirge angehörenden. Vom Schöckel (1446 *m*) aus können wir durch die Lücken und über die etwas niedrigeren Höhen dieser doppelten Umrandung auch im Nordwesten ein weniges von den mesozoischen Bergen Obersteiermarks erspähen und im Südosten treten hinter dem Urgebirge des Bacher gleichfalls mesozoische Kalke hervor. Wenn das Wetter unseren Ausblick begünstigt, können wir die untersteirischen Triaskalkberge des Wotschzuges erkennen und die südlichen Kalkzüge im Südosten bis nach Kroatien hinein (Ivancica) verfolgen. Auch derjenige, welcher mit dem geologischen Bau des vom Grazer Schloßberg zu überblickenden Gebietes nicht näher bekannt ist, wird durch den Gegensatz der westlichen Umrahmung der Grazer Bucht und des östlich sich ausdehnenden Hügellandes darauf aufmerksam gemacht, daß er an einer geographisch bemerkenswerten Stelle, an der östlichen Grenze des Alpenlandes sich befinde, in welches hier von Osten her die weithin sich erstreckenden Bildungen niederen Landes eingreifen. „— Eine alte Formation, in wechselvoller Gesteinsart in sich selbst gerundet, umschließt unser Graz. Jungtertiäre Sand- und Schottermassen füllen die Lücken jener aus, wie Schlinggewächse üppig wuchern zwischen Urwaldbäumen, und ziehen als unabsehbares Hügelland südostwärts. Uraltes ernstes Hochgebirge säumt den Horizont in Wellenlinien und wie ein Riegel schiebt sich ein tertiärer Kalkstein als niedlicher Bergzug in die südliche Fernsicht herein, als wollte er das Auge abhalten, daß es nicht allzu ferne schweife in die

[1]) Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung, S. 132.

Niederung, aus der manch schroffer Gebirgsgrat auftaucht wie das Zeltdach eines vorgeschobenen Postens der Alpen. Nicht eine schroffe Gebirgsnatur füllt das Gemälde mit Farbenkontrasten; wuchtige, fast dürfte man sagen einförmige Hochgebirgszüge bilden im Westen und Norden den fernen Hintergrund, aber vielgestaltiges, vom Fluß durchrissenes Bergland hat in diesem schlichten Rahmen Platz gefunden, weiche Hügel und Plattformen umlagern und verhüllen zum Teil den Fuß seiner nächsten Kuppen und, was den Beschauer am meisten packt, was ihn beschäftigt und ihn zu diesen Kuppen als Fernsichtspunkten hinzieht, das ist die Überzeugung, er stehe hier in einer Übergangslandschaft, in einem Lande, das zwischen den grellsten Gegensätzen im Relief Europas vermittelt: zwischen den Alpen und der pannonischen Niederung! Dieser Gegensatz ist es, der tief empfunden oder halb unbewußt auf den Beschauer wirkt. Nicht einfach schön nach den landläufigen Begriffen von landläufiger Schönheit, als vielmehr interessant, lehrreich, voll von Anregung auf allen Gebieten des Wissens ist das Rundbild, in dessem Mittelpunkte Graz liegt.“ Mit diesen treffenden Worten würdigt K. F. PETERS den eigenartigen Reiz, welchen die Umrandung der Grazer Bucht darbietet.[1])

Dieser, in dem Gegensatz der niedrigen östlichen Hügelwelt und der höher aufragenden Berge der Alpen begründete Reiz tritt vielleicht gerade bei der Betrachtung der Rundschau von dem niederen Schloßberg noch besser hervor, als wenn wir die Landschaft von der Höhe des Schöckel (1446 *m*) überblicken. Eben wegen des höheren und entfernteren Standpunktes tritt dann die Abgrenzung des tertiären Hügellandes und der älteren Umrandung weniger deutlich hervor, zumal Ausläufer der letzteren vielfach als vereinzelte Höhen ins Tertiärland sich einschieben, das letztere aber in die Buchten und einspringenden Winkel der Umrandung eingreift. Dafür übersehen wir aber von der Höhe des Schöckel den größten Teil der Grazer Bucht und unser Blick schweift über die niedrige Hügelwelt derselben weit in das östliche Flachland, während im Westen die alpine Gebirgswelt sich unseren Augen viel besser enthüllt als vom Schloßberg aus, der ja eine der niedrigsten, isolierten Vorhöhen der paläozoischen Berge darstellt.

Verfolgen wir auf der Karte die Auflagerung der tertiären Gebilde, so bemerken wir, dem Rande des älteren Gebirges folgend und vielfach in die einspringenden Winkel desselben eingreifend, kohlenführende Süßwasserablagerungen. Diese Bildungen, von denen oben (siehe Abschnitt III) bemerkt wurde, daß sie unter den Brackwasserablagerungen des Grunder Horizontes mit *Cerithium bidentatum* und *Cer. Duboisi* lagern, wo beide Entwicklungen auftreten, wie dies z. B. bei Gamlitz der Fall ist, liegen bisweilen isoliert von den übrigen Ausfüllungsgebilden der Grazer Bucht in Tälern und Mulden des Grundgebirges. So in den für die Kohlenproduktion Mittelsteiermarks so wichtigen Revieren von Köflach und Voits-

[1]) F. ILWOF und K. F. PETERS. Graz, Geschichte und Topographie der Stadt und ihrer Umgebung, Graz 1875. S. 7.

berg, ebenso in dem kleinen Becken von Rein in Graz. In unmittelbarer Nähe von Graz, ja in dem Weichbild der Stadt selbst treten diese Binnenbildungen ebenfalls auf, aber nur in Gestalt von Pflanzenreste enthaltenden Tonen. Mit der reichen Flora, welche diese Tone in der Ziegelei von Andritz nächst Graz enthalten, hat uns KNOLL in einer vorläufigen Mitteilung[1]) bekannt gemacht. V. HILBER gibt mehrere Fundstellen dieser Schichten im Weichbilde von Graz selbst an. Jenseits der devonischen Höhenzüge des Plawutsch und Gaisberges westlich von Graz, im Tal finden sich Süßwasserbildungen dieses Niveaus unmittelbar von sarmatischen Sedimenten überlagert. In Obersteiermark bekundet eine ganze Reihe von kohlenführenden Süßwasserablagerungen aus dieser Zeit: Fohnsdorf, Sillweg, Leoben, daß die obersteirische Tiefenlinie der Mur eine sehr alte ist, jedenfalls viel älter als das ganz moderne Durchbruchstal der Mur auf der Strecke Bruck—Graz. Die kohlenführenden Ablagerungen von Göriach und der berühmte Pflanzenfundort Parschlug schließen sich diesen Vorkommnissen an. Es dringen also die Süßwasserbildungen dieser Stufe weit ins Innere des Gebirges und die damals schon teilweise vorhandenen Tiefenlinien: die alten großen Längstäler ein. Sie mögen daselbst in Süßwasserseen, die durch kurze Flußstrecken in Verbindung standen, gebildet worden sein. Aber auch die ganze Umrandung der Grazer Bucht weist gleichzeitige Kohlenbildungen auf, die nach Nordost auf ungarischem Boden (Kohlenvorkommnisse von Ritzing u. s. w.) ihre Fortsetzung finden.

Es folgen die Brackwasserablagerungen der Grunder Schichten mit *Cerithium bidentatum* und *Duboisi* (Gamlitzer Sande), die überaus versteinerungsreichen Ablagerungen der Umgebung von Wetzelsdorf, der dortige Tegel mit *Rostellaria bidentata*, der Tegel von St. Florian und der ungemeinen Reichtum an wohlerhaltenen Conchylien aufweisende Mergel von Pöls. Diese Bildungen des Grunder Horizontes reichen ebensowenig wie die darauffolgenden Ablagerungen der jüngeren Abteilung des Vindobonien der Leithakalkstufe in die unmittelbare Umgebung von Graz. Diese auffallende Tatsache hat schon STUR hervorgehoben, welcher sie durch eine große Störung der Niveauverhältnisse erklären wollte, welche der Ablagerung des Leithakalkes voranging. Er nahm eine zu dieser Zeit eingetretene Hebung des Ostfußes der Zentralkette an, während in den Kalkalpenzügen gleichzeitig eine Senkung eingetreten sei.[2]) Infolge der in den Zentralalpen eingetretenen Hebung habe das Meer sich vom Ostfuße derselben bis nach Wildon, den Ostfuß des Sausal bei Gamlitz und den Platsch, vom Ostfuße des Bacher bis Maxau und Seitzdorf, vom Ostfuße des Posrucks bis St. Jakob und St. Martin in den Windisch-Büheln zurückgezogen, einen weiten Raum am Fuße der Zentralalpen trocken lassend, der nun von den Flüssen, die den Detritus früher unmittelbar ins Meer lieferten, mit ihren Schotterablage-

[1]) Anonym in „Eos“, Festschrift der Abiturienten des ersten Staatsgymnasiums, Graz 1902.

[2]) Geologie der Steiermark, S. 618—622.

rungen erfüllt wurde. Das ganze Schotterfeld westlich bei Graz, zwischen den Flüssen Mur und Kainach bis nach Wildon hinab, betrachtet Stur als einen Schuttkegel der Mur aus der Ablagerungszeit des Leithakalkes.[1]

Es ist aber bei Vergleichung der heutigen Höhenlagen die Stursche Erklärung nur dann annehmbar, wenn auch eine nach Ablagerung des Leithakalkes eingetretene Änderung der Niveauverhältnisse zwischen den Höhen des Grundgebirges, welches die Umrandung der Grazer Bucht bildet, und jener der tertiären Ausfüllungsmassen angenommen wird, ja eine solche Änderung — sei es nun ein Sinken der Umrandung oder eine Hebung der tertiären Ablagerungen — würde für sich genügen, die tatsächlich vorhandenen Erscheinungen zu erklären, die auffallend genug sind.

Blicken wir von der Höhe des Grazer Schloßberges (471 *m*) nach Süden, so sehen wir dort den langgestreckten niederen Rücken des Buchkogels bei Wildon, der ein ziemlich ausgedehntes Plateau darstellt, dessen höchster Punkt 551 *m* erreicht. Der Buchkogel aber besteht ebenso wie der ihm nördlich vorgelagerte niedrigere Wildoner Schloßberg (452 *m*), der seit langem als Versteinerungsfundort bekannt ist, aus Leithakalk. Korallenbänke der Leithakalkstufe treten aber auch in bedeutenderer Höhe bei St. Nikolai im Sausal auf, welche durch das Vorkommen des Leithakalkes von Grötsch und Dexenberg mit den Leithakalken des Buchkogels in Zusammenhang gebracht werden. Nördlich von Wildon, am linken Ufer der Mur, nennt Stur als „nördlichste bekannte Masse von Leithakalk in Steiermark" jene des Aframberges, jedoch mit Unrecht, denn versteinerungsreicher Lithothamnienkalk findet sich noch in den steil abfallenden Höhen am linken Murufer bei Schloß Weißenegg und weiter nördlich. Um so auffallender ist es, daß an den niedrigen Höhen, welche das Grazer Feld umranden, nirgends eine Spur solcher Ablagerungen zu finden ist. Es ist dies um so auffallender, als in der Umgebung von Graz sarmatische Bildungen mehrfach zwischen die paläozoischen Höhen eingreifen, aber dann unmittelbar auf den oben erwähnten Süßwasserbildungen lagern. Im Weichbilde von Graz selbst wurden durch die Bohrung auf dem ehemaligen Holzplatze (jetzt Josefsplatz) keine genaueren Daten gewonnen, denn leider ist bei diesem 1832 bis 1834 unternommenen Versuch, einen artesischen Brunnen herzustellen, eine genauere Untersuchung der Bohrproben unterblieben. Im Dezember 1833 machte ein Gestängebruch der Bohrung ein Ende und am 1. März 1834 wurde beschlossen, die Bohrung Geldmangels wegen aufzugeben. Die erreichte Tiefe betrug 91·35 *m*. Durchfahren wurden, wie die von Hilber später mitgeteilten Aufzeichnungen lehren,[2] vorherrschend Tonlagen mit untergeordneten Sandsteinschichten und Quarzgeschiebelagen, aus welchen teilweise Wasser, jedoch nicht in erwünschter Steighöhe und Ergiebigkeit hervorquoll. Auch

[1] Geologie der Steiermark. S. 629.

[2] V. Hilber. Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. 43. Bd., S. 555.

andere Bohrungen im Weichbilde von Graz, wie jene bei dem Leichenhause nächst dem Paulustor von 57 *m* Tiefe und eine Bohrung in der Petersgasse von 72·5 *m* ergaben nicht das gewünschte Resultat. Noch tiefer sind zwei Bohrungen in der Gelatine- und Leimfabrik zu St. Peter bei Graz, welche bis 92 *m* und 191 *m* hinabgehen, aber ebenfalls wegen Schadhaftwerden des Bohrzeuges aufgegeben werden mußten. Von der zweiten Bohrung erhielt Hilber aus einer Schlemmprobe aus 155 *m* Tiefe einige Foraminiferen, welche F. Karrer als *Rotalia Beccarii d'Orb.* bestimmte: „selten in Baden, häufig in dem Leithakalk, für Sarmatisches in Gesellschaft von *Polystomella crispa, aculeata* etc. bezeichnend". Hilber betont,[1]) daß die miocänen Ablagerungen des offenen Meeres in der Gegend von Stainz die Nordgrenze ihres bekannten Vorkommens finden, ohne daß hier durch Aufragen älterer Gesteine eine Uferlinie des Meeres gegeben sei. Nicht nur in der Einbuchtung von Köflach sondern auch in dem weiten, von ihm untersuchten Landstrich nordöstlich von Wildon bis zur ungarischen Grenze seien keine mediterranen Sedimente bekannt geworden, wohl aber finden sich solche östlich von hier und sogar noch etwas nördlicher bei Pinkafeld in Ungarn, wo Hilber Leithakalk mit großen Clypeastern und *Pecten Reussi M. Hoern.* beobachtete. In gleicher Weise, meint Hilber, dürfte auch bei uns das Meer bis an den Gebirgsrand gereicht haben. Die Ablagerungen desselben seien in der nördlichen Gegend wahrscheinlich zum Teil entfernt, vorwiegend aber unter den jüngeren Schichten begraben. Die Bohrung von St. Peter habe aus 155 *m* Tiefe Ton zu Tage gefördert, welcher einige Foraminiferen enthielt, und obzwar er wahrscheinlich sarmatischen Alters sei, doch die marinen Schichten in eine hypsometrisch tiefe Lage verweise. Ob Verwerfungen an der mutmaßlichen Tiefenlage dieser Absätze Anteil hätten, könne man nicht beurteilen. Trotz dieser Erklärungsversuche müsse man aber zugeben, daß das Fehlen der marinen Ablagerungen am Randgebirge der Gegend eine auffällige Erscheinung sei.

Wenn wir uns aber vergegenwärtigen, daß die Grazer Bucht gerade so wie die inneralpine Niederung von Wien und der kleine Einbruch von Landsee Senkungsgebiete darstellen, innerhalb welcher zu verschiedenen Zeiten — wie gerade die in der Grazer Bucht erscheinenden, verschieden alten vulkanischen Bildungen und die noch heute andauernden Erderschütterungen in Oststeiermark lehren, die wohl mit den alten Störungslinien zusammenhängen — einzelne Schollen zur Tiefe gingen, scheinen uns diese Tatsachen leichter verständlich.

Die sarmatischen Ablagerungen, von deren Auftreten in der unmittelbaren Umgebung und westlich von Graz bereits die Rede war, erreichen im Osten eine viel größere Verbreitung, zumal in der Umgebung von Hartberg und von Gleichenberg. Diese oststeirischen Ablagerungen der sarmatischen Stufe besitzen ein doppeltes Interesse, erstlich, weil sie schon durch Sedgwick und Murchison untersucht wurden und Sowerby Gelegenheit

[1]) A. a. O., S. 363.

zur Beschreibung mehrerer Conchylien gaben, welche allezeit als besonders bezeichnend für die sarmatische Stufe betrachtet wurden (*Cerithium disjunctum*, *Buccinum duplicatum*); zweitens, weil während ihrer Ablagerungen jene Eruptionen begannen, die noch in jüngere Stufen der Tertiärzeit hinaufreichen und den jüngeren Tertiärbildungen Oststeiermarks große Mannigfaltigkeit, der Gegend mannigfaltige landschaftliche Reize und schließlich als letzte Folge der vulkanischen Tätigkeit der Steiermark ihren wichtigsten Kurort: Gleichenberg verschafften. Diese Eruptionen begannen während der sarmatischen Zeit mit der Förderung sehr sauren Magmas (Quarztrachyt des Schaufelgrabens), es folgten die Trachyte und Andesite, welche die Quellkuppen der Gleichenberge bildeten und später zur Zeit der pontischen Stufe und nach derselben ausgedehnte basische Ausbrüche, welche an zahlreichen Stellen stattfanden, lose Aufschüttungen, Tuffe und Lavaströme erzeugten. Von diesen vulkanischen Bildungen der östlichen Steiermark soll unten im Zusammenhange die Rede sein.

Die pontischen Ablagerungen der Grazer Bucht bestehen in einer verhältnismäßig wenig verbreiteten und wenig mächtigen Entwicklung der Congerientegel. Sind solche und Melanopsidenschichten auch in Oststeiermark etwas verbreiteter, als dies STUR seinerzeit angab,[1] der sich deshalb veranlaßt sah, in seiner Tabelle der Fauna der „oberen Stufe" (d. i. Belvedereschotter und Congerientegel) die von F. STOLICZKA unweit der Grenze bei Burgau und Stegersbach in Ungarn aufgesammelten Versteinerungen mit aufzunehmen, da die Tabelle sonst allzu ärmlich ausgefallen wäre, so ist doch nicht zu leugnen, daß die Congerienschichten der östlichen Steiermark an Mächtigkeit und Verbreitung weit gegenüber der Vertretung in der inneralpinen Niederung von Wien zurücktreten. Sehr ausgedehnt sind hingegen Schotterablagerungen, welche durch das häufige Vorkommen von *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum* und *Aceratherium incisivum* als Belvedereschotter gekennzeichnet werden. Im Hügellande liegen diese Schotter als Decke vielfach über den älteren tertiären Ablagerungen; sie bedecken auch wohl die älteren Basalttufflagen, werden aber selbst an manchen Stellen, so z. B. bei Kapfenstein, von Aufschüttungen vulkanischer Natur überlagert, welche aus der Tiefe heraufgerissene Auswürflinge, mit Basalt überrindete Olivinknollen, dann Basaltschlacken und Rapilli mit zahlreichen Quarzgeschieben, die offenbar den durchbrochenen Schottern entnommen sind, gemengt zeigen. Solche Stellen liefern den Nachweis, daß die Ausbrüche basischen Magmas in der östlichen Steiermark bis in die jüngste Tertiärzeit, ja vielleicht noch länger andauerten. Wie schon bei Besprechung der „thracischen" Ablagerungen hervorgehoben wurde, reichen Schotterablagerungen mit rotgelb gefärbten Kieseln hoch hinauf an den die Grazer Bucht umrandenden paläozoischen Bergen. PETERS gibt die Seehöhe einer Ablagerung von „kleinkugeligem Kieselschotter" an dem südlichen

[1] Geologie der Steiermark, S. 612—614.

Gehänge des Schöckel allzu hoch mit etwa 1000 *m* an.[1]) In Wahrheit liegt die von ihm erwähnte Stufe, welche unter steiler ansteigenden Kalkmassen wie ein Gesimse, mit Bauernhöfen besetzt, den Berg umgürtet, unter 700 *m*. Man könne, wie PETERS meint, sich leicht zu der Annahme verleitet sehen, in dem auf jenem Gesimse ruhenden Schotter Brandungsschotter zu sehen und eine Anprallstelle des tertiären Meeres zu vermuten, doch handle es sich um Flußgeschiebe und jenes Gesimse stelle das Ufer eines tertiären Flusses dar. Jedenfalls ist darauf Gewicht zu legen, daß die jungtertiären Flußanschwemmungen Mittelsteiermarks bedeutende Höhe erreichen. Da in der unmittelbaren Umgebung von Graz in viel geringerer Seehöhe ältere miocäne Süßwasserbildungen anstehen und wie die Bohrungen ergaben, auch in ziemliche Tiefe hinabreichen, mußte zur jüngeren Tertiärzeit eine weitgehende, mächtige Auffüllung dieser früher bereits vorhandenen Vertiefungen eingetreten sein, um später bis auf vergleichsweise geringe Überreste wieder durch Erosion und Denudation entfernt zu werden. Selbst dann, wenn zur Erklärung der heutigen weitgehenden Höhendifferenzen in der Lage der Belvedereschotter Mittelsteiermarks die Annahme tektonischer Niveauverschiebungen herangezogen werden sollte — daß auch die Verbreitung der Meeresbildungen der zweiten Mediterranstufe solche zu erfordern scheint, wurde bereits oben erwähnt — könnten alle Tatsachen des Vorkommens dieser Schotter nur durch Voraussetzung einer sehr bedeutenden Mächtigkeit ihrer Ablagerung erklärt werden. HILBER nimmt als Provenienz dieser Schotter an, daß sie von den Köflach-Voitsberger Alpen stammen, da vielfach neben den vorherrschenden Quarzen auch Gesteine auftreten, welche dort heimisch sind. Allerdings lasse das Vorwalten der Quarze und deren gute Rundung auf einen langen Lauf der Gewässer schließen. Wenn man die Geschiebe nicht vom Rande, sondern von den inneren Teilen des Gebirges ableite, ergebe sich bei dieser Annahme ihres Ursprunges bis zu den wohlgerundeten Kleinschottern des Kugelberges bei Gratwein nur ein Lauf von 30 *km*. Dennoch sei kein anderer Ursprung gerade für die Geschiebe zwischen dem Plawutscher Zug und den Alpen denkbar. Durch den Gratwein-Straßengler Durchlaß seien die Schotter dann gegen St. Stephan und Schattleiten und weiterhin nach Osten gelangt und für einen solchen Weg des Schotters spreche auch die geringe Abrundung desselben im Köflach-Voitsberger Gebiet, verglichen mit den Schottern weiter im Osten. Für einen nahegelegenen Ursprung macht HILBER auch die stellenweise Größe der Geschiebe (z. B. im Südosten von Stiwoll) geltend.

Auf die eigentümlichen, bereits an anderer Stelle besprochenen, verkieselten pflanzenresteführenden und selbst durch Kieselzement zu einem harten Conglomerat verbundenen Schotter des Mühlsteinbruches bei Gleichenberg sei hier nur kurz hingewiesen. Sie danken ihre Entstehung jedenfalls kieselsäurehaltigen Quellen, welche in jenem Vulkangebiete an mehreren

[1]) ILWOF und PETERS. Graz, S. 43 u. 44.

Stellen hervorbrachen und teilweise Veränderung der Gesteine, teilweise auch, wie im Eichgraben bei Gleichenberg, Absatz von Kieselsinter verursachten.

Die vulkanischen Erscheinungen der östlichen Steiermark, welche sich durch Mannigfaltigkeit der auftretenden Gesteine: Quarztrachyt, Trachyt, Andesit, Basalt und durch weite Verbreitung der basaltischen Eruptionen und ihrer Tuffe und Laven auszeichnen, mögen einer kurzen Betrachtung unterzogen werden. Der Basalt von Weitendorf bei Wildon, welcher in Graz vielfach als Pflaster- und Schotterstein in Verwendung steht, gehört einer älteren Epoche vulkanischer Tätigkeit an, als die oststeirischen und speziell die Gleichenberger Eruptivgesteine. Auch in seiner petrographischen Beschaffenheit von den jüngeren Basaltgesteinen der Oststeiermark abweichend, ist der Weitendorfer Basalt, wie erst in letzter Zeit festgestellt wurde, durch angelagerte mitteltertiäre Meeresablagerungen der Grunder Schichten als eine ältere Bildung gekennzeichnet.[1]) In der Umgebung von Gleichenberg begannen die Eruptionen mit der Förderung von Quarztrachyt, der nur an ganz beschränkter Stelle, im Schaufelgraben nächst Gleichenberg aufgeschlossen ist und wahrscheinlich erst durch die fortschreitende Erosion bloßgelegt wurde. Die Quellkuppen der Gleichenberge, welche von den älteren Autoren schlechtweg als Trachyt bezeichnet wurden,[2]) während E. Hussak später Andesit nachwies,[3]) wurden zur Zeit der sarmatischen Stufe gefördert, wie C. Clar zumal durch Untersuchung der näheren Umgebung des Kurortes Gleichenberg,[4]) in welchem neben dem Eruptivgestein auch sarmatische, durch Versteinerungen gekennzeichnete Sedimente auftreten, festgestellt hat. Die eingehendste Untersuchung der Gleichenberger Quellkuppen danken wir A. Sigmund.[5]) Wie derselbe bemerkt, erhält man den besten Überblick über die eruptive Bergkette bei Gleichen-

Fig. 25. Die Eruptivkette beim Gleichenberg von Norden gesehen.
Nach Sigmund.

[1]) J. Dreger. Das Alter des Weitendorfer Basaltes. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1902, S. 218. Nach mündlichen Mitteilungen, welche ich Herrn Professor Dr. V. Hilber verdanke, wären die Meeresablagerungen der Grunderschichten dem Basalt von Weitendorf nicht angelagert, sondern durch diesen gestört, also älter. (Zusatz während des Druckes).

[2]) Die ältere Literatur findet sich angeführt bei D. Stur, Geologie der Steiermark, S. 605 u. 606.

[3]) E. Hussak. Die Trachyte von Gleichenberg. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., 1878, S. 1—12.

[4]) C. Clar. Boden, Wasser und Luft von Gleichenberg, 1881.

[5]) A. Sigmund. Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, herausgegeben von F. Becke, XXI. Bd., 1902, S. 261—306.

berg von der Höhe des Fußweges nach Gleichenberg, der in Feldbach die nach dem Kurorte führende Straße in südöstlicher Richtung verläßt und sich oberhalb Mühldorf mit derselben wieder vereinigt. Die nachfolgende Figur, welche der Schilderung SIGMUNDS entnommen ist, gibt ein gutes Bild der ganzen Kette. Das Zentrum der Kette bilden die beiden mächtigen Kuppen des Gleichenberges und des Bscheidkogels. Der Gleichenberger Kogel erscheint von unserem Standpunkte gesehen kegelförmig, er besitzt aber in Wirklichkeit die Gestalt eines von Süden nach Norden sanft abfallenden Rückens. In senkrechter Richtung dazu streicht der Rücken des östlichen Nachbars, des Bscheidkogels von Ost nach West. Rechts vom Gleichenberger Kogel liegt der niedrigere, Nord-Süd sreichende Rücken der Birkblösse, dann folgt ein tiefer Graben: die Klause, durch welche die Straße von Feldbach nach Gleichenberg führt. Jenseits der Klause liegt die meridional streichende Kette der Sulzleiten und des Gleichenberger Schloßberges, an deren Westflanke sich bereits sarmatische Schichten anlehnen. Im Osten fällt der Bscheidkogel ziemlich steil zum südwärts sich öffnenden Eichgraben ab. Das Nordende dieses Grabens reicht bis zu dem in unserem Bilde ersichtlichen flachen Sattel, welcher den Bscheidkogel mit der östlich gelegenen Kuppe der Prangerleiten verbindet. Von letzterer zweigt nach Süden der breite Rücken von Absetz ab. Parallel mit ihm streicht noch ein niedriger Rücken, der das Eruptivgebiet im Osten abschließt, und durch eine Erosionsfurche, den Schaufelgraben, aufgerissen ist. Im Schaufelgraben steht der Quarztrachyt an, an welchen sich, wie im Westen an die andesitische Schloßbergkette, wieder sarmatische Schichten anlehnen.

Die östlich gelegene kleine Quarztrachytkuppe — die einzige in ganz Zentraleuropa — ist wohl als eine ältere Quellkuppe aufzufassen, da die Bänke ihrer plattigen Absonderung unter den westlich anstoßenden Andesit einfallen. Das Gestein des Schaufelgrabens war schon 1855 von ANDRAE als Rhyolith erkannt worden. STUR hingegen bestritt später das Vorkommen von Quarztrachyt bei Gleichenberg und wollte die rhyolithähnlichen Gesteine von Gleichenberg auf nachträgliche Imprägnation durch Kieselsäure zurückführen, zumal nie ausgeschiedene Quarzkristalle vorhanden seien.[1]) Der Quarztrachyt des Schaufelgrabens aber weist in der Tat größere, amethystfarbige Quarzkörner auf. HUSSAK hat seine petrographische Beschaffenheit geschildert und später noch eingehender SIGMUND, der das Gestein als Sphärolith-Liparit bezeichnet, mit einer größtenteils aus radialstrahlig gebauten Sphärolithen bestehenden Grundmasse, ähnlich jener der Felsonevadite von Apaty (Ungarn).

Die übrigen Gesteine der Gleichenberger Eruptivkette sind wohl bei einer weiteren Eruption gefördert worden, bei welcher jedoch in der Eruptivmasse Spaltungsvorgänge eintraten, die zu peripheren und zentralen

[1]) STUR, Geologie der Steiermark, S. 607.

Differentiationen führten, wie SIGMUND durch eingehende Untersuchung nachwies. Durch die zentrale Differentiation entstand das saure Gestein der Zentralmasse, durch die peripherische die basischen Randgesteine. Die trachytischen Gesteine der Zentralmasse gliedern sich in Biotit-Augittrachyte, welche die Hauptmasse des Gleichenberger und Bscheidkogels bilden und auch in einer isolierten Kuppe bei Gossendorf auftreten sowie in Biotit-Hypersthentrachyte, welche am Südfuß des Gleichenberger Kogels und an der Südecke des Schloßberges sich finden.

Die andesitischen Gesteine der Randzone gliedert SIGMUND in trachytoide Andesite, und zwar trachytoide Biotit-Andesite und trachytoide Biotit-Augit-Andesite, ferner in Andesitoide, und zwar Biotit-Andesitoid, Biotit-Augit-Andesitoid und Hypersthen-Biotit-Andesitoid; endlich in echte Andesite, und zwar Hypersthen-Glimmer-Andesit, Biotit-Andesit, Biotit-Augit-Andesit und Augit-Andesit. Diese in ihrem petrographischen Charakter so mannigfach entwickelten basischen Randgesteine umgeben, wie bereits bemerkt, die saure Zentralmasse. Von besonderem Interesse ist die — allerdings nur in sehr beschränkter räumlicher Ausdehnung auftretende — blasige Struktur des Trachytes am Ostabhange des Bscheidkogels und des am Gipfel des Weinkogels oder der „Prangerleiten“ anstehenden Andesites, welche nach SIGMUND auf eine supramarine Eruption des Magmas hinweist. Dies mag indeß nur für die betreffenden hochgelegenen Teile der Eruptivmasse gelten. Die an den Flanken derselben sich anlehnenden sarmatischen Schichten könnten hingegen zu dem Schlusse veranlassen, daß die Eruption in mäßiger Tiefe des sarmatischen Binnenmeeres vor sich gegangen sei, so daß die höheren Teile der Quellkuppe über den Wasserspiegel emportauchten und dann blasig aufgelockert erstarren konnten. Die Annahme, es sei die Eruption in einer Festlandsperiode zwischen der zweiten Mediterranstufe und der sarmatischen Stufe erfolgt, hat deshalb wenig Wahrscheinlichkeit, weil in diesem Falle doch ausgedehntere Vorkommnisse von schlackiger Ausbildung und losen Auswürflingen zu erwarten wären. Es finden sich aber gar keine zur Zeit der Eruption gebildeten Tuffe, denn der an ganz beschränkter Stelle auftretende Brockentuff der Klause zeigt polygene Beschaffenheit, er besteht aus bis faustgroßen rundlichen und eckigen Brocken roter trachytischer und grauer andesitischer Laven, die durch ein gelblichgraues toniges Bindemittel verkittet sind. Wahrscheinlich ist dieser Tuff als eine lange nach der Eruption der Trachyte und Andesite entstandene Bildung (Gehängschutt-Breccie) aufzufassen.

Lange nach der Eruption dauerten in der Umgebung des Gleichenberger Kogels Emanationen aus der Tiefe an. Zunächst kam juveniles, mit Kieselsäure beladenes Wasser herauf, bildete die Sinterablagerungen im Eichgraben, die holzopalführenden Conglomerate und Sandsteine des Mühlsteinbruches und vielfache Veränderungen, Opalisierungen in den Gesteinen der Randzone. Die Kohlensäureausströmungen dauern noch bis heute an, und ihnen danken die Gleichenberger Heilquellen ihre Entstehung. CLAR

meint, daß man sich dieselbe kaum anders denken könne, als daß die auf dem großen Einsickerungsgebiete des senkrecht zerklüfteten Trachytes der Gleichenberge eingedrungenen Niederschlagswässer aus dem tiefer liegenden Eruptivgestein des Kurortes wieder aufsteigen, nachdem sie unterwegs geschwängert mit der dem Eruptionsherde noch immer entströmenden Kohlensäure, die Natronsilikate des Gesteins zersetzten. Dies ist gewiß der Ursprung der an gelösten Bestandteilen reichsten Constantinsquelle und der minder salz- und gasreichen Emmaquelle, welche im Kurorte Gleichenberg selbst aus den randlichen Partien der Eruptivmasse, welche hier von trachytoiden Andesiten gebildet werden, hervorkommen. Nahe dem nordwestlichen Rande der Eruptivgesteine kommt die Klausner Stahlquelle, ein Eisensäuerling

Fig. 26. Gleichenberg und seine Quellkuppen.
Nach einer Photographie von E. Völker in Graz.

von seltener Reinheit, zum Vorschein. Es sei hier noch einer vierten, zwei Stunden von Gleichenberg nächst dem Orte Straden zu Tage tretenden Quelle gedacht, des Johannisbrunnens, welcher zwar arm an gelösten, festen Bestandteilen, aber dafür um so reicher an Kohlensäure ist. Diese nicht sowohl als Heilquelle, denn als ausgezeichnetes Erfrischungsgetränk vorzügliche Quelle ist wohl nicht mit den trachytischen Eruptionen bei Gleichenberg, sondern mit den jüngeren basaltischen Ausbrüchen in Beziehung zu bringen, mit dem Vulkan, welcher am Hochstraden ausgedehnte Aufschüttungen von losen Auswürflingen und einen gewaltigen Lavastrom lieferte, welcher nicht bloß das Plateau des Hochstraden selbst bildet, sondern in einzelnen Abtragungsresten sich meilenweit nach Süden verfolgen läßt. Die

HAUERsche Übersichtskarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie gibt südlich vom Hochstraden eine Reihe von isolierten Basalteinzeichnungen an, welche leicht als ebensoviele selbständige Quellkuppen gedeutet werden können, während sie in der Tat nichts sind als die Abtragungsreste eines großen Lavastromes. Übrigens gibt die geologische Übersichtskarte aus dem Grunde kein richtiges Bild von den basaltischen Eruptionen der östlichen Steiermark, weil gerade jene Stellen, an welchen Anhäufungen von Auswürflingen das einstige Vorhandensein von vulkanischen Schloten verraten, nicht eingezeichnet wurden. In der Tat sind vulkanische Tuffe und Reste von Aufschüttungskegeln in Oststeiermark viel häufiger und verbreiteter, als die HAUERsche Übersichtskarte und selbst die STURsche Karte der Steiermark angeben.

Diese Basalteruptionen haben, wie STUR bereits in der Geologie der Steiermark eingehend erörtert, später stattgefunden als die Bildung der trachytischen und andesitischen Eruptionen von Gleichenberg. Er erinnert zunächst an das Vorkommen von eckigen Stücken der Cerithienschichten mit Versteinerungen in der Basaltmasse und deren Tuffen. Solche Vorkommnisse kannte bereits P. PARTSCH aus einem Steinbruche am Hause des Tersischbauers, in welchem er in einem Einschlusse *Cardium obsoletum* und *Cerithium plicatum* beobachtete. Ebenso fand ANDRAE bei Gleichenberg im Basalttuff dergleichen Einschlüsse und STUR selbst erwähnt von ihm gesehene Tuffstücke von Bertholdstein in der Sammlung des verstorbenen Dr. PRAŠIL, welche Tuffstücke eckige Einschlüsse von Cerithienschichten mit *Mactra podolica*, *Cardium plicatum*, *C. obsoletum*, *Buccinum duplicatum*, *Cerithium pictum*, *C. rubiginosum* enthielten.[1]) Es mußten also zur Zeit der Basalteruption und der Bildung der angehörigen Tuffe die Gesteine der sarmatischen Stufe bereits vollkommen erhärtet gewesen sein. In den Basalttuffen finden sich aber auch Fragmente von den Gleichenberger Trachyten eingebettet. STUR betont ferner, daß in dem Tegel bei Petersdorf, südlich von Fehring, welchem die Basalttuffe der Umgebung von Kapfenstein aufliegen, *Melanopsis Martiniana* auftrete. Hiezu wäre auch noch das Vorkommen von Congerientegel unter den Basalttuffen an der Nordseite des Hochstradenplateaus bei Waldra anzuführen. Wie aber STUR ganz richtig bemerkt, erscheinen die Basaltberge auf der Linie Hochstraden-Klöch einer Belvedereschotterfläche wie aufgesetzt und gleiches gilt auch von den Vorkommnissen der Basalttuffe von Kapfenstein. Der rotgelbe Kiesschotter ist in mehreren großen Schottergruben in unmittelbarer Nähe des Ortes Kapfenstein in tieferem Niveau aufgeschlossen, während die Höhe, welche das gleichnamige Schloß trägt, aus vulkanischer Aufschüttung besteht. In derselben finden sich außer den mitunter Kopfgröße erreichenden, von Basaltschlacke überrindeten Olivinbomben und gleichfalls überrindeten aus der Tiefe heraufgerissenen Trachytbruchstücken auch massenhaft Quarz-

[1]) STUR, Geologie der Steiermark. S. 614.

geschiebe, welche offenbar den bei dem Ausbruche durchsetzten Schotterlagen entstammen. Ähnliche Vorkommnisse können noch an manchen anderen Eruptionspunkten der Umgebung beobachtet werden. An anderen Stellen freilich, so nach Stur in den „Stadt- und Landbergen“ westlich von Fürstenfeld sieht man den Basalttuff in den tieferen Lagen von Belvedereschotter bedeckt. Stur verlegt demnach wohl mit Recht die Basalteruption und die Bildung der Basalttuffe der östlichen Steiermark beiläufig in die Ablagerungszeit der Belvedereschichten.

Während die Basaltdecke des Hochstraden und der lange, nach Süden sich erstreckende Strom der vom Straden ausging, einen flachen mit der Kuppenform der Gleichenberge scharf kontrastierenden Rücken entstehen

Fig. 27. Die Riegersburg von der Feldbacher Straße.
Nach einer Photographie von Dir. Max Helff in Judenburg.

ließ, hat nördlich vom Raabtale in dem Felsen, welcher die **Riegersburg** trägt, Basalttuff eine schroff nach fast allen Seiten aus dem tertiären Hügelland aufsteigende Höhe geschaffen, welche zur Befestigung einlud. Offenbar handelt es sich nur um ein kleines Stück eines einstigen großen Stratovulkanes, das hier der Zerstörung entgangen ist. Die Bastionen, Gräben und Torwege, mit welchen die Gallerin den schon von der Natur stark geschützten Ort noch weiter befestigen ließ, wurden zum großen Teil in den festen Basalttuff gehauen.

Unser Bild stellt die stark befestigte Riegersburg von der Straße nach Feldbach gesehen dar, mit ihren wohlerhaltenen Befestigungen, den zahlreichen Tortürmen und dem den Gipfel krönenden Schlosse. Jenseits der

ungarischen Grenze weist Güssing eine ganz ähnliche Lage auf einem noch besser erhaltenen isolierten Auswurfskegel auf, doch ist diese Burg bis auf unbedeutende Ruinen zerstört. Es mag hier gleich bemerkt sein, daß die oststeirischen vulkanischen Vorkommnisse, die an sich bereits große räumliche Ausdehnung aufweisen — die südliche Gruppe von basaltischen Vorkommnissen bei Klöch erreicht wohl orographisch nördlich von Radkersburg ihre Grenze, doch deuten die Säuerlinge der Gegend von Radein auf eine Fortsetzung nach Südost, die freilich gänzlich von jüngeren Bildungen verhüllt ist — jenseits der ungarischen Grenze mit zahlreichen vulkanischen Bildungen zusammenhängen, welche nach Norden bis zu den Basaltvorkommnissen von Kobersdorf an der ungarisch-niederösterreichischen Grenze verfolgt werden können. Wir erhalten dadurch das Bild einer vulkanischen Zone, welche in einer gewissen Respektdistanz den Rand der Grazer Bucht begleitet und gewinnen die Vorstellung, daß die Ursache dieser Erscheinung möglicherweise ein gegen das Ende der Tertiärzeit eingetretener Nachbruch innerhalb des Gebietes der Grazer Bucht sein mag. Auf der Bruchzone, welche im Ödenburger Komitat hart an den Rand des zerbrochenen archäischen Gebirges herantritt, dann aber sich allmählich weiter von demselben entfernt und in Oststeiermark durch eine ziemliche Breite jüngerer Tertiärgebilde von den Alpen getrennt wird, stehen dann in ähnlicher Weise die zahlreichen oststeirischen und westungarischen jungtertiären Vulkane in ähnlicher Weise wie am Bruchrande der inneralpinen Niederung von Wien die warmen Quellen der Thermenlinie. In beschränkterer Weise sind auf der Bruchzone saure Gesteine hervorgekommen, sie haben unmittelbar über der Eruptionsstelle Quellkuppen gebildet ohne lose Auswurfsprodukte und ohne eigentliche Ströme. Diese sauren Eruptionen haben auch erheblich früher stattgefunden als die viel verbreiteteren basischen, welche reichliche Anhäufungen von Tuffen und auch Decken und Ströme lieferten.

Auch die Basalte der östlichen Steiermark hat Sigmund einer genauen Untersuchung unterzogen.[1]) Seine erste Abhandlung hat das Basaltgebiet von Klöch zum Gegenstand, in welchem die vulkanische Tätigkeit mit dem Auswerfen von Glaslapilli und losem Aschen- und Sandmateriale begann, das nachträglich durch Druck verfestigt, den überall an der Basis der Kuppen anstehenden Palagonittuff bildete. Aus dem Vorhandensein widersinnigen Einfallens dieses Palagonittuffes an verschiedenen Punkten des Eruptivgebietes von Klöch schließt Sigmund auf die Existenz eines Tuffbeckens. In einer zweiten Periode vulkanischer Tätigkeit wurde an allen Punkten das gleiche sehr augitreiche Gestein, ein Nephelin-Basanit gefördert. Die zweite Abhandlung ist dem Nephelinit und Palagonittuff des Hochstraden — hier erörtert Sigmund auch gegenüber der älteren Auf-

[1]) A. Sigmund. Die Basalte der Steiermark. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. XV, 1895, S. 361—384; XVI, 1896, S. 337—359; XVII, 1897, S. 526—543; XVIII, 1898, S. 377—407.

fassung von ANDRAE und STUR die Stromnatur der vom Straden nach S sich erstreckenden, jetzt isolierten Basaltvorkommnisse — sowie dem Nephelinbasanit, dem Palagonittuff, den Nephelinbasaltbomben und der Nephelinbasaltdecke des Steinberges bei Feldbach gewidmet, die dritte behandelt erstlich den Magmabasalt und basaltischen Tuff von Fürstenfeld, dann den Feldspatbasalt von Weitendorf, von dem wir oben sahen, daß er höheren Alters ist als die oststeirischen Basalte, die vierte Abhandlung endlich hat die Basalttuffe, der nachstehend aufgezählten Eruptionsgebiete zum Gegenstand: Klöch, Hochstraden, Kapfenstein, Poppendorf, rechtes Ufergelände der Raab, Auersberg, Riegersburg, Stein- und Stadtberge bei Fürstenfeld. Wie SIGMUND hervorhebt, begann die vulkanische Tätigkeit in der Oststeiermark in der Mitte der sarmatischen Epoche mit der Förderung rhyolithischer, trachytischer und andesitischer Laven, welche erstarrt, den Dom des Gleichenberger Kogels und das denselben umgebende kuppige Bergland bildeten. Die extensivste und intensivste Entfaltung der vulkanischen Tätigkeit trat in diesem Gebiete jedoch erst nach dem Rückzuge des Congeriensees ein, als mächtige Aschenmassen sowohl nördlich als südlich vom trachytischen Eruptionszentrum ausgeworfen wurden. Trotz untergeordneter Verschiedenheiten besitzen die oststeirischen Basalttuffe im großen und ganzen ein ziemlich einförmiges und zugleich eigentümliches Gepräge: es sind Palagonittuffe, in denen bald die größeren Auswürflinge, nämlich Sideromelan- und Magmabasalt beziehungsweise Nephelinitlapilli, bald das Zement, und zwar meist augitische Asche vorherrschen. Den Ascheneruptionen folgten an den vier in der Richtung von S nach NNO aufeinanderfolgenden Essen von Klöch, dem Hochstraden, bei Mühldorf und bei Stein Ausbrüche basaltischer Laven, welche die Krater der ursprünglichen Tuffvulkane erfüllend und über die Ränder derselben überfließend, erstarrt Kuppen (Seindl, Kindsbergkogel, Hochstradenkogel, bei Stein), Ströme und Decken bildeten.

Einer älteren Auffassung, welche K. HOFMANN schon bei Schilderung der Basaltgesteine des südlichen Bakony aussprach, folgend, vermutet SIGMUND einen innigen Zusammenhang der oststeirischen Vulkane mit jenen am Plattensee und betrachtet die oststeirische Vulkanreihe als die westlichste jener großen vulkanischen Zone, die das ungarisch-steirische Neogenbecken vom Südabhang der Karpaten bis zum Ostrand der Alpen durchzieht. Er betrachtet es als eine offene Frage, ob die jenseits der Koralpe bei Kollnitz im Lavanttale isoliert auftauchende Basaltkuppe nicht auch noch dieser Zone angehöre. Nun unterliegt es, seitdem der Basalt von Weitendorf bei Wildon als petrographisch und zeitlich verschieden von den erörterten oststeirischen Eruptivbildungen ausgeschieden werden mußte, wohl keinem Zweifel, daß die Anordnung der oststeirischen Eruptionspunkte in vorwaltend meridionaler Richtung nur schwer mit den räumlich getrennten Basaltgebilden am Nordufer des Balaton zusammengezogen werden kann, zumal diese eine zusammenhängende, dem Plattensee parallel streichende Längszone von

etwa 40 *km* Länge bilden. Die Anordnung der Längserstreckung der oststeirischen Vulkanzone aber ist eine transversale, was noch deutlicher wird, wenn man ihre weitere Fortsetzung auf ungarischem Boden aufsucht und in den Eruptionsstellen von Güssing, Tobai, Kho-Fidisch auf den wahrscheinlichen Zusammenhang mit den nördlich vor dem Horste der Günser Berge im Ödenburger Komitate gelegenen Basalten von Pullendorf und Kobersdorf hingewiesen wird. Auf den Zusammenhang dieser Eruptivstellen weisen auch die Säuerlinge von Tatzmannsdorf hin, die mit der langen, durch zahlreiche Eruptionspunkte gekennzeichneten Zone wohl ebenso im Zusammenhang stehen, wie die in ihrer südlichen Verlängerung auftretenden Säuerlinge von Radein.

Noch eine auffallende Erscheinung, welche man gerade in dem Eruptionsgebiet der östlichen Steiermark zu sehen Gelegenheit hat, bleibt zu erwähnen, die weitgehende Zerstörung, welche die jüngeren Tertiärgebilde der Grazer Bucht erfahren haben. Dort, wo die aufgesetzten basaltischen Ergüsse und Aufschüttungen die darunter lagernden thracischen und pontischen Schichten vor den Einflüssen der Erosion und Denudation bewahrten, sehen wir sie ziemliche Höhe erreichen und nach oben mit einer Fläche abschließen, welche hoch über dem gegenwärtigen Relief des benachbarten Hügellandes liegt. Damit stimmt die oben erwähnte hohe Lage des Belvedereschotters auf den paläozoischen Höhen der Umgebung von Graz überein.

Die weitgehende Denudation der Auffüllung der Grazer Bucht erklärt aber auch noch eine andere sehr auffallende Erscheinung: das fast gänzliche Mangeln diluvialer Ablagerungen mit Ausnahme der jungen Alluvionen der größeren Flußtäler, welche teilweise noch in die letzten Abschnitte der Diluvialepoche zurückreichen mögen. Wie schon an anderer Stelle (siehe Abschnitt 8) betont wurde, fehlen allerdings wie Hilber gezeigt hat, der Grazer Bucht die Glacialablagerungen keineswegs gänzlich, im Gegenteile beweisen die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher, daß zur Zeit der größten Vereisung diese Gletscher bis in die Niederungen der Grazer Bucht herabstiegen und das Steinmaterial, mit dem sie beladen waren, auf die tertiären Auffüllungsmassen herabtrugen. Heute aber sieht man eben fast nur größere und kleinere erratische Blöcke zumeist in den Rinnen, welche die Erosion mehr oder minder tief in die tertiären Ablagerungen gegraben hat und nur selten begegnen wir an besonders geschützten Stellen einer ursprünglichen glacialen Bildung, wie solche Hilber indessen an mehreren Punkten nachgewiesen hat. Die sonst für Moränenterrain bezeichnenden Oberflächenformen aber sucht man vergebens, weil eben die weitgehende Erosion die Glacialbildungen zumeist bis auf die jetzt isoliert vorkommenden größeren Blöcke zerstört hat. Das überreiche Vorkommen dieser Blöcke in gewissen Gegenden (Umgebung von Groß-Glein, Gamlitz und Eibiswald) lehrt indes deutlich, daß — möglicherweise zur ersten großen Eiszeit, die an Ausdehnung die späteren Eisbildungen weit übertraf — ein großer Teil der Grazer Bucht durch die von den Alpen herabkommenden Eisströme bedeckt wurde.

Für diese Annahme spricht auch das durch V. Schmidt[1]) festgestellte Vorkommen diluvialer Murmeltierreste auf dem Reinerkogel bei Graz, denn diese Tiere pflegen sich nahe der Grenze des ewigen Eises und Schnees aufzuhalten. Murmeltierreste — und zwar von dem Alpenmurmeltiere: *Arctomys marmotta* und nicht etwa von der Steppenform *Arctomys bobac* — sind auch an anderen Stellen der Umgebung von Graz, zumal bei Peggau in großer Zahl gefunden worden.[2])

Es findet sich ferner auch in der Gegend von Hartberg, und zwar sowohl auf dem tertiären Flachlande wie am Gebirgsrande und in Gebirgsbuchten schichtungsloser Lehm mit großen Blöcken archäischer Gesteine.[3]) Solche Blöcke treten auch in der Umgebung von St. Stephan am Gratkorn nächst Gratwein im paläozoischen Hügellande auf. Die Gesteine dieser Blöcke gleichen jenen der Gleinalpe, des Rennfeldes und der Gegend von Rettenegg — in unmittelbarer Umgebung, im Schöckelgebiete, kommen ähnliche Gesteine nicht vor. Die Entfernung von dem nächsten möglichen Ursprungsorte beträgt 17 *km*. Bei der Größe der Blöcke — der mächtigste im Dienegger Graben ragt 2·5 *m* lang aus der Erde hervor — ist ein anderer als Eistransport wohl ausgeschlossen. Hilber vermutet, daß es sich in der Gegend von St. Stephan um eine ältere — tertiäre — Glacialbildung handle, da die Blockablagerung nahezu sicher von Belvedereschotter überlagert wurde. Zur Stütze dieser Ansicht, welche jedenfalls noch der Bestätigung bedarf, erinnert er neuerdings daran, daß Delafond Spuren pliocäner Gletscher bei Lyon, Boule in der Auvergne, Tardy im Rhonebecken solche miocäner und pliocäner Gletscher gefunden zu haben glauben.[4])

Bei seiner Aufnahme des Tertiärgebietes um Graz, Köflach und Gleisdorf hat Hilber als diluviale terrassierte Anschwemmungen fluviatile, der Überflutung nicht mehr ausgesetzte Ablagerungen zusammengefaßt und solche nordwestlich von Voitsberg, an dem Vorsprunge zwischen dem Schirdinggraben und dem Reintale bei Gratwein, ferner im Murtale und in den Tälern der Weiz, der Fladnitz und der Raab ausgeschieden. In dem weiten Grazer Felde kann man unterhalb der Stadt Graz nach Hilber auf jeder Seite fünf Terrassen unterscheiden. Auf der ältesten, deren Oberfläche durch Erosion gewellt erscheint, liegen die höheren Ziegeleien von St. Peter südöstlich von Graz. Daß der grünliche Tegel, welcher dort gewonnen wird, nicht den Congerienschichten angehört, geht aus der Beschaffenheit des unter ihm liegenden Schotters hervor. Dieser wird vielfach bei Anlage von Sickergruben entblößt und ist nach den Gesteinen

[1]) O. Schmidt. Über das Vorkommen von Murmeltieren bei Graz während der Glacialzeit. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, LIII, 1866, S. 256.

[2]) V. Hilber. Über die Höhlen des Semriacher Gebietes. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1899. S. LX.

[3]) V. Hilber. Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1894, S. 412.

[4]) V. Hilber. Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Exkursionsführer. 1903. S. 9.

als Murschotter erkennbar. Am rechten Murufer entspricht die verwischte Terrasse westlich zwischen Straßgang und Seiersberg südsüdwestlich von Graz dem obersten Talboden. Auf beiden Seiten des Murtales folgen dann drei mittlere Terrassen — von welchen die dritte die am deutlichsten ausgebildete, durch den höchsten Steilrand markierte ist. Hinsichtlich der Erstreckung der einzelnen Terrassen und Abstufungen sei auf die Darstellung Hilbers a. a. O.[1] verwiesen. Über die Bildung dieser Terassen, welche teilweise noch der Diluvialzeit angehören mögen, bemerkt Hilber: „Die jüngsten Spuren der geologischen Vergangenheit des Gebietes sind die Terrassen der Mur. Sie berichten von einem breiten Flußtal von größerer Tiefe als das heutige, einer folgenden 20 *m* mächtigen, wahrscheinlich durch eine Talsperre entstandenen Anschüttung (Seefüllung) und endlich von fünf durch ungleiche Zeit andauernden Ausnagungszeiträumen. Die Funde von Eisen- und Bronzegegenständen im Murschotter des Stadtgebietes lehren, daß die Anschüttungen der untersten Terrasse vor sehr kurzer Zeit erfolgt sind.“[2]

Die Alluvionen der Mur haben für die Landeshauptstadt der Steiermark deshalb besondere Bedeutung, weil dieselbe dermalen darauf angewiesen ist, aus diesen Alluvionen den größten Teil ihres Wasserbedarfes zu decken. Wohl war dereinst die am Fuße des gewaltigen Kalkstockes des Schöckel nördlich von Graz hervorbrechende Andritzquelle für die Wasserversorgung der Stadt ausersehen, und Gustav Schreiner gedenkt in seiner 1843 veröffentlichten Schilderung der Stadt Graz und ihrer Umgebung ausdrücklich dieser gewöhnlich als „Andritzursprung“ angeführten, einen starken Bach liefernden Quelle, welche alsbald nach ihrem Austritt aus dem Kalkstock eine Mühle zu treiben vermag, als jenes Wassers, welches nach Heranziehung für die Wasserversorgung von Graz mannigfachen Übelständen durch seine ausgezeichnete Qualität und reichliche Lieferung abhelfen könne;[3] an einer späteren Stelle desselben Werkes wird jedoch bemerkt, daß sich der Einleitung der Andritzquelle nach Graz unübersteigliche Hindernisse in den Weg gestellt hätten.[4] Diese Hindernisse aber waren nie unüberwindliche und wären vermutlich vor sechzig Jahren noch leichter zu beseitigen gewesen

[1]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 43. Bd., 1893, S. 350 u. f.

[2]) V. Hilber, l. c. S. 365.

[3]) Dr. Gustav Schreiner, Grätz, ein naturhistorisch-statistisch-topographisches Gemälde dieser Stadt und ihrer Umgebungen. Grätz 1843. S. 55 in Note heißt es: „Herr Dr. B. Maurer, der gegenwärtige Bürgermeister dieser Stadt, hat auch zur Entfernung dieses Übelstandes schon die nötigen ämtlichen Schritte getan und zu diesem Ende die herrliche wasserreiche Andritzquelle ausersehen, welche mittels einer Leitung bis auf den Karmeliterplatz gebracht und von dort ihr Wasser in die übrigen Stadtquartiere verteilt werden sollte.“

[4]) „Grätz“ S. 489: „Schon seit einiger Zeit hat man die Idee, die Andritzquelle nach der Stadt zu leiten, doch stellen sich diesem Unternehmen vorderhand unübersteigliche Hindernisse in den Weg.“

als heute, wo die Andritzquelle auch nicht mehr genügen würde, den steigenden Wasserbedarf der rasch anwachsenden Stadt zu befriedigen. Die im Jahre 1870 gebildete Grazer Wasserversorgungs-Gesellschaft sah von vornherein von der Einleitung von Quellwasser ab und faßte für die Wassergewinnung das Grundwasser der Alluvionen nördlich vom Grazer Schloßberge ins Auge. Der Fehler, welchen die Stadtgemeinde Graz beging, indem sie die Wasserversorgung einer Privatgesellschaft überließ, soll hier nicht erörtert werden, er wird voraussichtlich erst in späteren Jahren in seinen Folgen vollkommen klar werden. Noch im April des Jahres 1870 wurde an die Errichtung der Pumpstation in der Körösistraße, an die Anlage des Reservoirs auf dem Rosenberge und an die übrigen Herstellungen geschritten, so daß der Betrieb der Wasserleitung im Oktober 1872 eröffnet werden konnte. Wasser war zu jener Zeit mehr als genug vorhanden, da die Vorteile der Wasserleitung in Graz sich erst allmählich geltend machten und in den ersten Jahren beinahe niemand vom Wasserwerke Wasser beziehen wollte und erst nach und nach die Benutzung der Leitung sich steigerte. Da trat infolge der Murregulierung eine wesentliche Änderung in den Verhältnissen der Wassergewinnung ein. Die Mur wurde durch die wesentliche Abkürzung ihres Laufes veranlaßt, ihr Bett rasch zu vertiefen und damit sank auch das Grundwasser. Viele Hausbrunnen im Weichbilde von Graz verloren ihr Wasser oder mußten vertieft werden, am mißlichsten aber waren die Folgen des Sinkens des Grundwasserspiegels für die Grazer Wasserversorgungs-Gesellschaft. Es war von Haus aus die Situierung der Wassergewinnungsanlage keine ganz glückliche, da das schmale Dreieck nordwestlich vom Schloßberge zwischen den Höhen des Rainerkogels und Rosenberges einer-, der Mur andererseits in der Grundwasserführung seiner Alluvionen dem steigenden Bedürfnisse der Stadt vielleicht mit der Zeit auch dann nicht genügt hätte, wenn die Depression des Murspiegels und damit des Grundwassers infolge der Murregulierung nicht eingetreten wäre. So aber mußte bei dem Herabdrücken des Grundwasserstandes sich bald die Unmöglichkeit ergeben, die Stadt Graz jederzeit genügend mit Wasser zu versorgen. Vergebens legte die Wasserversorgungs-Gesellschaft zunächst oberhalb ihres Werkes nahe dem Ufer der Mur noch vier Brunnenschächte und ein System von sieben Rohrbrunnen nach Thiem an, errichtete ausgedehnte Hebe- und Saugleitungen; es blieb schließlich nichts übrig, als auf der Andritz eine Hilfspumpstation anzulegen, welche zur Zeit des niedrigsten Grundwasserstandes die nötigen Wassermengen mittels einer langen Rohrleitung dem eigentlichen Hebewerke zuführt. Nun ist die Situierung dieser Hilfspumpstation eine viel günstigere, als hier Grundwasser in überreicher Menge vorhanden ist, da nördlich von der wasserundurchlässigen Schiefermasse des Rainerkogels, welche jedenfalls in ganz geringer Tiefe unter den Muralluvionen an das linke Ufer hinübersetzt und dort die kleine Kuppe des Kalvarienberges bildet, ganz andere Verhältnisse herrschen als südlich von dieser Talschwelle. Unter dem Rainerkogel kann nur das teilweise von diesem, teilweise von

den benachbarten Höhen des Rosenberges abfließende Niederschlagswasser zur Speisung des Grundwassers in dem oben erwähnten alluvialen Dreieck zwischen Grabenstraße und Mur beitragen, es kann also das Niederschlagsgebiet als ein geradezu minimales bezeichnet werden. Oberhalb des Rainerkogels aber erfolgt eine mächtige Abgabe von Wasser aus den Kalkmassen des Schöckel und des Geyerkogels, demnach aus einem sehr ausgedehnten Niederschlagsgebiete, das dadurch besonders wertvoll wird, daß die mächtigen Kalkmassen eine große Menge von Wasser aufnehmen und nur allmählich wieder abgeben. Die Andritzquelle ist nur ein kleiner Teil dieser sehr bedeutenden Wassermengen. Der Reichtum an Grundwasser in den alten Muralluvionen bei Andritz rührt zum größten Teile von diesen, von den Kalkstöcken abgegebenen Wassermengen, zum kleineren auch von seitlich filtrierendem Murwasser her. Da die Zwischenräume des gröberen Schotters mit feinem Sand erfüllt sind, stellt er ein ausgezeichnetes natürliches Filter dar und dementsprechend ist auch die Qualität des auf der Andritz geschöpften Wassers vortrefflich und den eingehenden bakteriologischen Untersuchungen zufolge vollkommen einwandfrei. Es wird sich also darum handeln, die jetzt so günstigen Verhältnisse auch in Zukunft zu erhalten, was wohl nur durch Schaffung eines entsprechenden Schutzrayons möglich sein wird, zumal das Grundwasser in der Umgebung der Wassergewinnungsstelle auf der Andritz sehr hoch steht, zeitweilig die Keller der Ortschaft Andritz unter Wasser setzt und auch bei seichten Grabungen bloßgelegt wird. Da die Mur voraussichtlich ihr Bett noch weiter vertiefen und damit der Grundwasserstand längs der Körösistraße noch weiter sinken wird, möglicherweise auch die Verbauung jenes Stadtteiles die bisherige Reinheit des Grundwassers in dem Dreieck zwischen Rainerkogel, Rosenberg und der Mur ungünstig beeinflussen wird, dürfte es voraussichtlich notwendig werden, die gesamte, für die Versorgung von Graz notwendige Wassermenge auf der Andritz zu gewinnen. Dadurch wird die Schaffung des Schutzrayons für die dortige Wassergewinnungsanlage unbedingt nötig — es sei denn, daß man auf die Entnahme von Grundwasser überhaupt verzichten und weit entlegene Quellen zur Wasserversorgung der steirischen Hauptstadt heranziehen will.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.